



Naturalis

Repositorio Institucional
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de los sistemas fluviales y eólicos del Valanginiano en el sector central de la provincia de Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina

Olivo, Mariana S.

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Veiga, Gonzalo D.

Co-dirección: Schwarz, Ernesto

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2016

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20170216001499>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

“ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LOS SISTEMAS FLUVIALES Y EÓLICOS DEL VALANGINIANO EN EL SECTOR CENTRAL DE LA PROVINCIA DE NEUQUÉN, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA”

Tesis Doctoral 2016

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Universidad Nacional de La Plata



**UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA**

Lic. Mariana S. Olivo

Directores: Dr. Gonzalo D. Veiga y Dr. Ernesto Schwarz

Jurados: Dra. Cecilia del Papa (Universidad Nacional de Córdoba)

Dr. Daniel G. Poiré (Universidad Nacional de La Plata)

Dr. Carlos Oscar Limarino (Universidad de Buenos Aires)

“ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LOS SISTEMAS FLUVIALES Y EÓLICOS DEL VALANGINIANO EN EL SECTOR CENTRAL DE LA PROVINCIA DE NEUQUÉN, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA”

*Tesis Doctoral 2016
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata*

Lic. Mariana S. Olivo

Directores: Dr. Gonzalo D. Veiga y Dr. Ernesto Schwarz

Jurados: Dra. Cecilia del Papa (Universidad Nacional de Córdoba)

Dr. Daniel G. Poiré (Universidad Nacional de La Plata)

Dr. Carlos Oscar Limarino (Universidad de Buenos Aires)

ÍNDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN.....	I
ABSTRACT	V
AGRADECIMIENTOS.....	IX
1. INTRODUCCIÓN	1
2. MARCO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES	5
2.1 INTRODUCCIÓN.....	5
2.2 MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA NEUQUINA.....	5
2.3 REGISTRO ESTRATIGRÁFICO DEL JURÁSICO TARDÍO-CRETÁCICO TEMPRANO: EL GRUPO MENDOZA	12
2.4 ANTECEDENTES ESTRATIGRÁFICOS DEL INTERVALO DE ESTUDIO EN LA CUENCA NEUQUINA	14
2.5 LA DISCONTINUIDAD INTRAVALANGINIANA	20
2.6 EL INTERVALO DE ESTUDIO EN EL SUBSUELO	23
2.7 CONSIDERACIONES FINALES	25
3. ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA DE TRABAJO	27
3.1 INTRODUCCIÓN.....	27
3.2 ÁREA DE ESTUDIO: AFLORAMIENTOS Y SUBSUELO	27
3.2.1 Sector de afloramiento.....	31
3.2.2 Sector del subsuelo	34
3.3 METODOLOGÍA DE TRABAJO	34
3.3.1 Hipótesis de trabajo	34
3.3.2 Tareas de gabinete inicial.....	35
3.3.3 Recolección de datos en afloramientos.....	37
3.3.4 Recolección de datos en subsuelo.....	40
3.3.5 Tareas de laboratorio	41
3.3.6 Tareas de gabinete.....	42
3.3.7 Análisis intelectual de la información	43
4. FACIES SEDIMENTARIAS	45
4.1 INTRODUCCIÓN.....	45
4.2 FACIES SILICOCLÁSTICAS.....	48
4.2.1 Conglomerados.....	48
4.2.2 Areniscas conglomerádicas	52
4.2.3 Areniscas.....	54

4.2.4 Facies heterolíticas.....	63
4.2.5 Pelitas.....	65
4.3 FACIES MIXTAS	67
4.3.1 Floatstones, rudstones y packstones arenosos	67
4.3.2 Mudstones y wackstones arenosos	71
4.4 CONSIDERACIONES FINALES	73
5. ASOCIACIONES DE FACIES	75
5.1 INTRODUCCIÓN.....	75
5.2 METODOLOGÍA.....	79
5.3 ASOCIACIONES DE FACIES MARINAS Y TRANSICIONALES	81
5.3.1 Prodelta (P)	81
5.3.2 Barras de desembocadura distales (BD)	83
5.3.3 Barras de desembocadura proximales (BP)	84
5.3.4 Canales terminales (CT)	89
5.3.5 Planicies subácuas (PS).....	93
5.3.6 Canales distributarios (CD)	98
5.3.7 Depósitos de centro de estuario (DCE)	101
5.3.8 Depósitos marinos someros (DMS).....	103
5.4 ASOCIACIONES DE FACIES CONTINENTALES	105
5.4.1 Dunas eólicas (DE)	105
5.4.2 Mantos eólicos (ME).....	108
5.4.3 Canales efímeros (CE).....	110
5.4.4 Canales entrelazados gravo-arenosos (CEG).....	113
5.4.5 Canales entrelazados arenosos (CEA)	116
5.4.6 Canales meandrosos (CM).....	120
5.4.7 Planicies de inundación (PI).....	123
5.4.8 Depósitos de crecidas distales (DCD)	124
5.5 CONSIDERACIONES FINALES	126
6. SISTEMAS DE ACUMULACIÓN	128
6.1 INTRODUCCIÓN.....	128
6.2 SISTEMA DELTAICO	128
6.2.1 Distribución espacial de las asociaciones de facies	128
6.2.2 Sucesiones somerizantes	131
6.2.3 Dinámica del sistema deltaico.....	133
6.3 SISTEMA FLUVIAL	136
6.3.1 Distribución espacial de las asociaciones de facies	136
6.3.2 Dinámica del sistema fluvial.....	139
6.4 SISTEMA EÓLICO	141
6.4.1 Distribución espacial de las asociaciones de facies	141

6.4.2 Dinámica del sistema eólico	143
6.5 SISTEMA FLUVIO-EÓLICO.....	144
6.5.1 Distribución espacial de las asociaciones de facies	144
6.5.2 Dinámica del sistema fluvio-eólico	147
6.6 SISTEMA ESTUARINO	148
6.6.1 Distribución espacial de las asociaciones de facies	148
6.6.2 Dinámica del sistema estuarino	150
6.7 CONSIDERACIONES FINALES.....	152
7. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA	155
7.1 INTRODUCCIÓN.....	155
7.2 ESTADIOS EVOLUTIVOS	158
7.2.1 Estadio 1	158
7.2.2 Estadio 2	160
7.2.3 Estadio 3	164
7.2.4 Estadio 4	168
7.2.5 Estadio 5	174
7.2.6 Estadio 6	177
7.3 CONSIDERACIONES FINALES.....	181
8. DISCUSIÓN: RECONFIGURACIÓN DE SISTEMAS CONTINENTALES EN CONTEXTO DE MAR BAJO	184
8.1 RELACIÓN ENTRE LA DISCONTINUIDAD INTRAVALANGINIANA CON LAS SUPERFICIES DE DISCONTINUIDAD DS1 Y DS2.....	184
8.2 IMPLICANCIAS LITOESTRATIGRÁFICAS: LA FORMACIÓN RINCÓN DEL MANGRULLO	190
8.3 FACTORES DE CONTROL EN LA RECONFIGURACIÓN DE LOS SISTEMAS CONTINENTALES VALANGINIANOS	191
8.3.1 Factores de control extrínsecos.....	192
8.3.2 Elementos específicos de los factores de control extrínsecos	197
8.3.3 Efecto combinado de los factores de control	200
8.4 APLICACIÓN DE MODELOS SECUENCIALES	202
8.5 IMPLICANCIAS EN EL ANÁLISIS DE LAS CUÑAS DE MAR BAJO.....	204
8.6 IMPLICANCIAS DEL ESTUDIO DE CUÑAS DE MAR BAJO EN LA CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS	207
CONCLUSIONES.....	212
BIBLIOGRAFÍA.....	217

ANEXO 1. BASE DE DATOS

- Anexo 1.1 Base de datos de pozos
- Anexo 1.2 Listado de perfiles sedimentológicos relevados
- Anexo 1.3 Listado de muestras litológicas
- Anexo 1.4 Listado de muestras de leños fósiles
- Anexo 1.5 Listado de puntos medidos en el relevamiento del perfil RG en el perfil CM

ANEXO 2. PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS

- Anexo 2.1 Perfil Río Agrio (RA)
- Anexo 2.2 Perfil Puesto Garrido (GA)
- Anexo 2.3 Perfil Puesto Gualmes (GU)
- Anexo 2.4 Perfil Puesto Victoria Nahuel (VN)
- Anexo 2.5 Perfil Cerro Mesa (CM)
- Anexo 2.6 Perfil RDM.a-7
- Anexo 2.7 Perfil AP.a-12
- Anexo 2.8 Perfil RDP.x-1
- Anexo 2.9 Perfil M-1026
- Anexo 2.10 Perfil M.a-1013
- Anexo 2.11 Perfil M-1038

ANEXO 3. ANÁLISIS PETROGRÁFICO

- Anexo 3.1 Caracterización petrográfica y modas detríticas de muestras de areniscas terrígenas de la sucesión valanginiana
- Anexo 3.2 Cortes petrográficos de componentes detríticos
- Anexo 3.3 Cortes petrográficos de componentes detríticos, componentes intracuencales y cementos
- Anexo 3.4 Clasificación de areniscas terrígenas procedentes de muestras de afloramientos
- Anexo 3.5 Clasificación de areniscas terrígenas procedentes del subsuelo
- Anexo 3.6 Distribución espacial de las modas detríticas de areniscas terrígenas provenientes de afloramientos en diagramas Qm-F-Lt
- Anexo 3.7 Cortes petrográficos de areniscas

ANEXO 4. TRANSECTAS DE CORRELACIÓN

- Anexo 4.1 Transectas A y B
- Anexo 4.2 Transecta C
- Anexo 4.3 Transecta D
- Anexo 4.4 Transectas E y F
- Anexo 4.5 Transecta G
- Anexo 4.6 Transecta H

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 2.1 La Cuenca Neuquina, límites geográficos y ubicación del área de estudio	6
Figura 2.2 Cronoestratigrafía e historia tectónica de la Cuenca Neuquina.....	9
Figura 2.3 Cronoestratigrafía y distribución de facies para el Grupo Mendoza	11
Figura 2.4 Esquema estratigráfico-secuencial del Grupo Mendoza Inferior según Gulisano <i>et al.</i> (1984) y ubicación del intervalo de estudio	16
Figura 2.5 Esquema estratigráfico del Grupo Mendoza Inferior según Leanza <i>et al.</i> (2011) y ubicación del intervalo de estudio	17
Figura 2.6 Estratigrafía de la sucesión valanginiana de interés en la Cuenca Neuquina y en el área de estudio, según diferentes autores	19
Figura 2.7 Ubicación del intervalo de estudio y distribución espacial y estratigráfica de los sistemas de acumulación vinculados a las unidades de interés en el sector centro-sur de la cuenca	21
Figura 3.1 Distribución de los principales elementos tectónicos de la Cuenca Neuquina y sección estratigráfica-estructural E-O en la latitud de Cerro Mocho, de la Faja plegada y corrida del Agrio y Dorso de los Chihuidos	28
Figura 3.2 Ubicación regional del área de estudio en el centro de la provincia de Neuquén	29
Figura 3.3 Mapa planimétrico del área de estudio, sector de afloramientos y de subsuelo	30
Figura 3.4 Ubicación del área de estudio de afloramientos (Imagen satelital LANDSAT ETM®)	32
Figura 3.5 Mapa geológico-estructural de la Sierra de la Vaca Muerta y áreas adyacentes, y ubicación de puntos de relevamientos	33
Figura 3.6 Metodología de trabajo basada en la integración de datos de afloramiento y superficie durante la realización de las diferentes tareas y actividades	36
Figura 3.7 Flujo de las actividades desarrolladas en las etapas de tareas de gabinete y análisis intelectual de la información	39
Figura 4.1 Distribución vertical y espacial de facies.....	46
Figura 4.2 Facies de conglomerados.....	50
Figura 4.3 Facies de areniscas conglomerádicas y areniscas	53
Figura 4.4 Facies de areniscas.....	56
Figura 4.5 Facies de areniscas.....	60
Figura 4.6 Facies de areniscas y heterolíticas	64
Figura 4.7 Facies de pelitas, floatstones y rudstones	68
Figura 4.8 Facies de rudstones y packstones arenosos, y mudstones, margas y wackestones arenosos	72
Tabla 4.1 Litofacies definidas en los afloramientos y el subsuelo	47
Figura 5.1 Distribución vertical y espacial de asociaciones de facies.....	76
Figura 5.2 Asociaciones de prodelta (P) y barras de desembocadura distales (BD)	82
Figura 5.3 Análisis arquitectural de barras de desembocadura proximales (BP)	85

Figura 5.4	Asociación de barras de desembocadura proximales (BP)	87
Figura 5.5	Asociación de barras de desembocadura proximales (BP)	88
Figura 5.6	Asociación de barras de canales terminales (CT)	90
Figura 5.7	Análisis arquitectural de canales terminales (CT).....	92
Figura 5.8	Asociación de planicies subácuas (PS).....	95
Figura 5.9	Contenido microfósil de la asociación de planicies subácuas (PS)	98
Figura 5.10	Asociación de canales distributarios (CD)	99
Figura 5.11	Análisis arquitectural de la asociación CD	100
Figura 5.12	Asociación de depósitos de centro de estuario (DCE)	102
Figura 5.13	Asociación de depósitos marinos someros (DMS).....	104
Figura 5.14	Asociación de dunas eólicas (DE)	106
Figura 5.15	Análisis arquitectural de las asociaciones DE y CE.....	107
Figura 5.16	Asociación de mantos eólicos (ME)	109
Figura 5.17	Asociación de canales efímeros (CE).....	112
Figura 5.18	Análisis arquitectural de la asociación CEG	114
Figura 5.19	Asociación de canales entrelazados gravo-arenosos (CEG).....	115
Figura 5.20	Análisis arquitectural de las asociaciones GEG y CEA.....	118
Figura 5.21	Asociación de canales entrelazados arenosos (CEA)	119
Figura 5.22	Análisis arquitectural de la asociación CM.....	121
Figura 5.23	Asociación de canales meandrosos (CM).....	122
Figura 5.24	Asociación de planicie de inundación (PI) y depósitos de crecidas distales (DCD)	125
Tabla 5.1	Asociaciones de facies marinas y transicionales	77
Tabla 5.2	Asociaciones de facies continentales	78
Tabla 5.3	Medidas de anchos reales (W) y espesores (T) en las asociaciones de facies DC, CT, CEG, CEA y CM	80
Figura 6.1	Distribución vertical y espacial de asociaciones de facies y sistemas de acumulación.	129
Figura 6.2	Transecta de correlación NNO-SSE y arquitectura deposicional del sistema deltaico ...	132
Figura 6.3	Diseño vertical de asociaciones de facies y esquema de acumulación del sistema deltaico	134
Figura 6.4	Diseño vertical de asociaciones de facies y esquema de acumulación del sistema fluvial	138
Figura 6.5	Diseño vertical de asociaciones de facies y esquema de acumulación del sistema eólico	142
Figura 6.6	Diseño vertical de asociaciones de facies y esquema de acumulación del sistema fluvio-eólico.....	146
Figura 6.7	Diseño vertical de asociaciones de facies y esquema de acumulación del sistema estuarino	149
Figura 7.1	Esquema de correlación tridimensional del intervalo estudiado en el área de estudio.	156
Figura 7.2	Transecta de correlación SVM-CM.	157

Figura 7.3 Esquema estratigráfico y reconstrucción paleogeográfica para el estadio 1.....	159
Figura 7.4 Esquema estratigráfico y reconstrucción paleogeográfica para el estadio 2 (inicial).....	162
Figura 7.5 Esquema estratigráfico y reconstrucción paleogeográfica para el estadio 2 (avanzado)	163
Figura 7.6 Expresión de las superficies DS1, SDA, DS2 y ST y sistemas de acumulación correspondientes a los estadios 1, 2, 3, 4 y 5, en el sector central del área de afloramientos	165
Figura 7.7 Esquema estratigráfico y reconstrucción paleogeográfica para el estadio 3 (inicial).....	167
Figura 7.8 Esquema estratigráfico y reconstrucción paleogeográfica para el estadio 3 (avanzado)	170
Figura 7.9 Esquema estratigráfico y reconstrucción paleogeográfica para el estadio 4.....	172
Figura 7.10 Expresión de las superficies DS2 y ST y sistemas de acumulación correspondientes a los estadios 1, 4 y 5, en el sector septentrional del área de afloramientos.....	173
Figura 7.11 Esquema estratigráfico y reconstrucción paleogeográfica para el estadio 5	175
Figura 7.12 Esquema estratigráfico y reconstrucción paleogeográfica para el estadio 6	179
Figura 7.13 Expresión de la superficie compuesta DS2+ST y sistemas de acumulación correspondientes a los estadios 3, 5 y 6, reconocidos en el sector austral de los afloramientos. Expresión de las superficies DS2 y S T y sistemas de acumulación correspondientes a los estadios 3, 4, 5 y 6, reconocidos en el sector central de los afloramientos.....	180
 Figura 8.1 Estratigrafía y distribución de facies para el Grupo Mendoza y ubicación del intervalo de estudio	185
Figura 8.2 Columna esquemática de la sucesión valanginiana de interés en la Sierra de la Vaca Muerta.....	186
Figura 8.3 Esquemas de evolución espacial y estratigráfica asociados a los episodios de erosión significativa y reconfiguración paleogeográfica durante eventos de descenso del nivel de base....	188
Figura 8.4 Elementos específicos de los controles tectónica y eustacia.....	199
Figura 8.5 Cuadro cronoestratigráfico y diseño de la curva del nivel de base reconstruida para el intervalo de estudio.....	203
Figura 8.6 Esquema secuencial regional de la cuña de mar bajo estudiada (Formación Mulichinco), simplificado y esquema secuencial reconstruido para cuña de mar bajo analizada en el margen austral de la cuenca.	205
Figura 8.7 Distribución de facies reservorio y compartimientos dentro de la cuña de mar bajo estudiada.	205

En la Cuenca Neuquina durante el Valanginiano Temprano tuvo lugar un evento regional de descenso relativo del nivel de base asociado a un periodo de inversión tectónica, a partir del cual tuvo lugar una significativa reconfiguración de los sistemas de acumulación vigentes. En los sectores centrales y distales de la cuenca dicho acontecimiento dio lugar a la instalación de sistemas fluviales y marinos someros que reemplazaron a sistemas marinos profundos. En cambio, para los sectores marginales de la cubeta, donde la sedimentación podría haber sido mayormente continental tanto antes como después del evento de reconfiguración paleoambiental, no se contaba con estudios sedimentológicos de detalle que permitiesen documentar cabalmente los sistemas de acumulación asociados a los estadios evolutivos previos, simultáneos, y posteriores a dicho evento. Nuevos conocimientos en esta región podrían brindar una visión a escala de cuenca para este importante episodio dentro de la evolución de la cuenca, así como como para proveer de herramientas predictivas para la exploración y producción de hidrocarburos en el subsuelo.

Durante este trabajo de tesis doctoral se desarrolló un estudio sedimentológico de detalle de depósitos mayormente continentales, ubicados en margen deposicional de la Cuenca Neuquina durante el periodo de reconfiguración valanginiano (Sierra de la Vaca Muerta y áreas adyacentes de afloramientos y subsuelo), con el objetivo de reconstruir sistemas de acumulación y comprender la evolución paleogeográfica de la región durante dicho periodo. Para ello se realizaron análisis de facies y asociaciones de facies, reconstrucciones de sistemas de acumulación, e identificación de estadios evolutivos principales y sus superficies limitantes. Luego se procedió a discutir los factores que habrían controlado el origen y la evolución de la sucesión, así como aspectos secuenciales conceptuales, relacionados con el estudio en los márgenes de acumulación de una cuenca.

Para el desarrollo de este trabajo se relevaron 11 perfiles sedimentológicos de detalle en afloramientos y a partir de testigos coronas del subsuelo, que permitieron una amplia cobertura de la zona de estudio. En los perfiles se identificaron los principales tipos litológicos, las estructuras sedimentarias primarias, la naturaleza y jerarquía de superficies y los contactos entre las principales unidades de interés. En la mayoría de las localidades de relevamiento, se realizó el muestreo litológico a fin de realizar estudios composicionales mediante petrografía y además se recolectaron muestras paleontológicas.

El análisis de facies permitió identificar 26 facies sedimentarias, reconocibles por su litología y estructuras primarias. Las facies fueron en primer lugar agrupadas por su composición, como *silicoclásticas* o *mixtas*. Las facies silicoclásticas representan el grupo

mayoritario de facies dentro de la sucesión de interés, y fueron reunidas de acuerdo a su granulometría en *facies conglomerádicas*, *facies areno-conglomerádicas*, *facies arenosas*, *facies heterolíticas* y *facies pelíticas*. Además, el estudio composicional de las areniscas demostró que prevalecen las litoarenitas feldespáticas y las feldarenitas líticas. Por su parte, las facies mixtas fueron diferenciadas por su granulometría y textura como rudstones, floatstones y packstones arenosos, y mudstones y wackestones arenosos, y para su nomenclatura se implementó la clasificación de Dunham (1962) modificada por Embry y Klován (1971).

Las litofacies reconocidas fueron agrupadas en 8 asociaciones de facies marinas y transicionales: *prodelta*, *barras de desembocadura distales*, *barras de desembocadura proximales*, *canales terminales*, *planicies subácueas*, *canales distributarios*, *depósitos de centro de estuario* y *depósitos marinos someros*; y en 8 asociaciones de facies continentales: *dunas eólicas*, *mantos eólicos*, *canales efímeros*, *canales entrelazados gravo-arenosos*, *canales entrelazados arenosos*, *canales meandrosos*, *planicies de inundación* y *depósitos de crecidas distales*. Las diferentes asociaciones de facies se definieron aquí según su relación lateral y vertical, utilizando datos adicionales de paleocorrientes y arquitectura de los litosomas.

Las relaciones estratigráficas y espaciales entre las distintas asociaciones de facies reconocidas permitieron definir cinco sistemas de acumulación principales. Dos de estos sistemas son de origen transicional, y corresponden a un sistema deltaico y otro estuarino. El *sistema deltaico* habría sido fluvio-dominado con influencia de olas, y en menor medida de mareas. Aguas arriba de la línea de costa se extendía una amplia planicie deltaica, desde donde se exportaban los sedimentos hacia la zona del frente deltaico. El *sistema estuarino* habría sido dominado por la acción de las olas. Este sistema comprendía un estuario interno conformado por canales terminales y planicies subácueas, los cuales descargaban plumas suspensivas y flujos diluidos hacia un centro del estuario. El sistema también comprendía un sector de estuario externo, vinculado al ámbito marino abierto, el cual estaba representado por depósitos marinos someros. Por otro lado, se identificaron tres sistemas netamente continentales, que incluyen un sistema fluvial, uno eólico y otro fluvio-eólico. El *sistema fluvial* comprendía un sector proximal representado por canales entrelazados, y otro sector distal, en donde los canales eran principalmente meandrosos, y se desarrollaba una expansión de las planicies de inundación. El *sistema eólico* se integraba principalmente por dunas y mantos eólicos, distribuidos desde el centro hacia el margen interno de un erg, respectivamente. El *sistema fluvio-eólico* comprendía mantos eólicos, dunas eólicas, canales efímeros y depósitos de crecidas distales. Este sistema se caracterizaba por una interacción

entre procesos eólicos y fluviales, por lo que el sistema podía mostrar una influencia mixta o un dominio fluvial.

El análisis de la distribución en espacio y tiempo del registro asociado a los sistemas de acumulación interpretados en este trabajo, permitió identificar 6 estadios evolutivos principales. Estos estadios representan la acumulación durante diferentes condiciones en la relación entre la tasa de acomodación y la tasa de aporte de sedimentos. El *primer estadio* representa parte de la evolución de un sistema deltaico en pleno desarrollo. Durante este estadio, los sectores proximales del sistema deltaico se ubicaban hacia el sudoeste y sudeste. El *segundo estadio* representa una continentalización generalizada, asociado a la instalación de sistemas fluviales y fluvio-eólicos, ambos con una dirección de transporte hacia el norte. La sucesión muestra en general un arreglo agradacional. La base de este segundo estadio corresponde a una discontinuidad subaérea regional (DS1), desarrollada durante un inicio del descenso relativo del nivel de base. El *tercer estadio* representa la instalación y expansión de sistemas eólicos y fluvio-eólicos con una tendencia vertical de humidificación. La base de este estadio corresponde a una superficie de deflación de extensión regional interpretada como una superficie de deriva de arena de gran escala (SDA). Este tercer estadio habría evolucionado durante un ascenso relativo del nivel de base. El *cuarto estadio* representa la reinstalación de un sistema fluvial en toda el área de estudio, el cual se habría vinculado con áreas de aporte al sur y oeste. Este estadio muestra un arreglo interno agradacional y se delimita en la base por una discontinuidad subaérea regional (DS2), originada en el transcurso del descenso relativo del nivel de base. El *quinto estadio* representa el desplazamiento del sistema fluvial hacia el interior del continente, asociado en el oeste del área de estudio a la expansión de un subsistema fluvial distal. Hacia el este, el sistema se volvió fluvio-eólico de dominio fluvial, pero todos los cursos (perennes o efímeros) transportaban material mayormente hacia el norte. El registro sedimentario del quinto estadio muestra un arreglo retrogradacional y su evolución habría tenido lugar en respuesta a un ascenso relativo del nivel del nivel de base. En este contexto, la superficie basal del estadio representa una superficie transgresiva (ST). Finalmente, el *sexto estadio* representa la migración de la línea de costa hacia el sur del área de estudio, con la instalación de un sistema estuarino dominado por olas y su consecuente retrogradación en el área de estudio. La base de este estadio corresponde a una superficie neta y diacrónica. El límite superior del estadio 6 tiene lugar a partir de reemplazo del sistema estuarino por un sistema marino profundo, y se interpreta como una zona de máxima inundación.

Durante el Valanginiense Temprano la Cuenca Neuquina representó una cuenca de trasarco que atravesó un periodo significativo reconfiguración de los sistemas

deposicionales en respuesta a un evento de caída del nivel de base de largo término. Este periodo de cambio se habría desarrollado en respuesta a la acción combinada de la tectónica y la eustacia, que resultó en una tasa de acomodación negativa asociado a un incremento en la tasa de aporte de sedimentos. En forma particular, la ocurrencia de un pulso de ascenso del nivel de base de corto término, habría favorecido la agradación excepcional de los sistemas continentales durante las condiciones de mar bajo. En este contexto, la instalación y evolución de los sistemas continentales durante los estadios 2 y 4, registran dos episodios de significativa erosión y reconfiguración paleoambiental. Como resultado de dichos episodios habría tenido lugar el desarrollo de discontinuidades subaéreas (DS1 y DS2). La superficie DS2 trunca a la superficie DS1 en el norte del área de estudio y se correlaciona con la Discontinuidad Intravalanginiana descrita en el sector centro-norte de Neuquén. Sobre la base de este criterio, se definieron dentro de la sucesión de interés tres secciones estratigráficas conformadas por uno o más estadios evolutivos: *sección inferior* (estadio 1), *sección media* (estadios 2 y 3) y *sección superior* (estadios 4, 5 y 6). Desde el punto de vista litoestratigráfico, los depósitos transicionales de la sección inferior corresponden a la Formación Quintuco, mientras que los depósitos continentales de la sección media fueron asignados a una nueva unidad litoestratigráfica denominada aquí, Formación Rincón del Mangrullo. Finalmente, los depósitos continentales y transicionales de la sección superior, corresponden a la Formación Mulichinco.

En forma adicional a los objetivos específicos planteados para este trabajo, este estudio representa un aporte significativo en la comprensión de las dimensiones, anatomía interna y distribución de facies arenosas, dentro de la cuña de mar bajo en el subsuelo. En este sentido, los resultados de este trabajo tienen implicancias en la caracterización de heterogeneidades a distintas escalas, en particular, en la identificación de compartimientos de potenciales reservorios vinculados a la sucesión estudiada. Por su parte, este trabajo permitió establecer que en el margen austral de la cuenca se halla el registro de una compleja historia de reconfiguración, experimentada por los sistemas continentales valanginianos durante condiciones de mar bajo. Como resultado, este caso de estudio demuestra que los márgenes de cuenca de trasarco podrían constituir lugares exclusivos para el estudio de sistemas continentales en contexto de mar bajo y el reconocimiento de cambios significativos en sus configuraciones. De esta forma, el trabajo aquí presente conlleva una aplicación potencial para la comprensión de la dinámica de sistemas continentales y la elaboración de reconstrucciones paleogeográficas robustas en márgenes de cuencas semi-cerradas, tectónicamente activas.

During Early Valanginian an event of tectonic inversion was developed promoting an important change in the configuration of the previous depositional systems in the Neuquén Basin, which leads in a relative sea-level fall. In the distal and central areas of the basin, the reconfiguration was represented by fluvial and shallow marine systems which replace deep marine environments. In the basin margins, the sedimentation could have been entirely continental during and later to the reconfiguration episode; however, these areas had not previous sedimentological detailed studies that recorded the accumulation systems and its link to early stage of deposition systems. New studies in this area suggest a basin scale analysis to this important episode in the evolution of the Neuquén Basin, and gives new predictive tools to exploration and production of hydrocarbons in Fields nearby.

The main goal of this thesis was to analyse the sedimentological continental deposits located in the southern margin of the Neuquén Basin (Sierra de la Vaca Muerta and adjacent areas of outcrops and subsurface) during the Valanginian to reconstruct the accumulation systems and understand the palaeogeographic evolution in the area. For this purpose, several facies and facies association analysis, reconstructions of depositional systems and the acknowledgment of major evolutionary stages were developed. Then, the controls in the origin and evolution of succession, as well as sequential setting in basin margins, were discussed.

In this Thesis, 11 sedimentological profiles were described in detail, from outcrops as well as underground cores, including a great study area. Some sedimentological features the profiles were detailed (e.g. major lithological types, primary sedimentary structures, nature and hierarchy of surfaces and contacts). In most locations, lithological and fossil samples were taken to conduct different studies (e.g. compositional, petrographic and paleontological).

From facies analysis, 26 sedimentary facies were recorded. These facies were distinguished by lithology and primary structures. Facies were grouped by composition (siliciclastic vs. mixed). The siliciclastic facies are the largest within the studied succession, and grouped by grain size (e.g. *conglomeratic facies*, *sandy-conglomeratic facies*, *sandy facies*, *heterolithic facies* and *mudstones facies*). The compositional study of siliciclastic sandstones shows that feldspathic lithic sandstones and lithic feldspathic sandstones are predominant. The mixed facies were classified following the criteria of Dunham (1962) and modified by Embry and Klovan (1972), the nomenclature is based on particle size and texture as rudstones, floatstones and sandy packstones, and mudstones and sandy wackstones.

The lithofacies identified were grouped into 8 marine and transitional facies associations (*prodelta*, *distal mouth bars*, *proximal mouth bars*, *terminal channels*, *subaqueous plains*, *distributary channel*, *center estuary deposits* and *shallow marine deposits*), and in 8 continental facies associations (*aeolian dunes*, *aeolian sandsheets*, *ephemeral channels*, *gravelly-sandy braided channels*, *sandy braided channels*, *meandering channels*, *floodplains* and *distal flood deposits*). The facies associations were defined by their lateral and vertical relationships, adding paleocurrent data and the architecture lithosomes.

Stratigraphic and spatial relationships among the different facies associations allowed to define 5 major depositional systems in the studied succession. Two of them are transitional, and belong to a deltaic system and another estuarine system. The *deltaic system* would have been fluvio-dominated, influenced by waves, and also tides with a lesser degree. Upstream of the shoreline, a broad delta plain exported sediments to the delta front area. The *estuarine system* would have been dominated by waves. This system included an inner estuary composed of terminal channels and subaqueous plains, which those settled a suspension plume with diluted flows towards the central of estuary. This system also possesses an external estuary close to the open sea, it is represented by bars and shallow marine deposits. On the other hand, three continental systems were clearly identified: river, aeolian and fluvio-aeolian systems. The fluvial system has a proximal sector characterized by braided channels, and another distal sector with meandering channels mainly associated to the expansion of floodplains. The aeolian system is mainly integrated by aeolian dunes and sandsheets; they are located from the center to the inner margin of an erg, respectively. The fluvio-aeolian system has aeolian sandsheets, aeolian dunes, ephemeral channels, and distal floods deposits. In this system, an interaction between aeolian and fluvial processes was developed, suggesting the existence of a mixed influence or fluvial domain.

In this Thesis, 6 main evolutionary stages were recognized based on analysis of spatial and temporal distribution of deposits that represent the depositional systems. These six stages exposes the accumulation during several conditions, between accommodation and sediment flux rates. The *first stage* represents a section in the development and evolution of a deltaic system. During this stage, the proximal parts of the delta system were located at the southwest and southeast of the study area. The *second stage* characterizes an extensive continentalization, related to the setting-up of fluvial and fluvio-aeolian systems, with transport direction to north. The succession has commonly an aggradational arrangement. The basis of this second stage corresponds to a regional subaerial unconformity (DS1), developed by a relative fall of base-level. The *third stage* is characterized by the setting-up and expansion of aeolian and fluvial-aeolian systems, with a wetting upwards trend. The basis

of this stage corresponds to a regional extension deflation surface interpreted as a large scale sand drift surface (SDA). This third stage would have evolved over a relative base-level rise. The *fourth stage* represents the reinstatement of a river system in the study area. This river system would have been supplied by input areas located at south and west of the Basin. This stage shows an internal aggradational arrangement, with the base delimited by a low gradient, regional subaerial unconformity (DS2) resulting due to continued relative base-level fall. The *fifth stage* shows the displacement of the fluvial system inside of the continent, linked with current expansion of a distal fluvial subsystem, and one fluvio-aeolian with fluvial domain; both located in the west and east of the study area respectively. Rivers carried the sediments to northward, losing confinement and transport capacity in the east of the study area. In this case, the interval displays a retrogradational arrangement, because of a relative base-level rise. In this situation, the basal surface of the fifth stage represents a transgressive surface (ST). Finally, the *sixth stage* exposes the change of the shoreline to the south of the study area, and the setting-up of an estuarine system dominated by waves as resulting retrogradation. This stage has a net and diachronic surface. The upper limit of stage 6 begins from the replacement of an estuarine system by a deep marine system, and it is inferred as a maximum flooding zone.

During the Early Valanginian the Neuquén Basin formed a back-arc basin, which goes through several changes in its depositional systems configuration in response to an event of long-term base-level fall. This period of change would have developed by combined action of tectonics and eustasy, which leads in a negative accommodation rate associated with an increase in the rate of sediment supply. Particularly, the occurrence of a pulse of short-term base-level rise, it would have favoured exceptional aggradation of continental systems during lowstand conditions. Thus, two episodes of significant erosion and paleogeographic reconfiguration were recorded by the evolution of continental depositional systems during second and fourth stages. On the other hand, some specific elements such as the base-level curve amplitude for the period of the fall and physiography of the basin, would have controlled the expression of the different episodes. As result of these episodes, subaerial discontinuities (DS1 and DS2) would have developed. The DS2 surface truncate the DS1 surface in the north of the study area, and it is correlated with the Intravalanginian Unconformity described in the North-Central of Neuquén province. Based on this argument, three stratigraphic sections composed of one or more evolutionary stages were defined to the studied succession: *lower section* (stage 1), *middle section* (stages 2 and 3) and *upper section* (stages 4, 5 and 6). From lithostratigraphic viewpoint, the transitional deposits of the lower section belong to Quintuco Formation, whereas the continental deposits of the middle

section were assigned to a new lithostratigraphic unit: Rincón del Mangrullo Formation. Finally, the continental and transitional deposits of the upper section correspond to the Mulichinco Formation.

The study of continental succession developed in this work represents a significant contribution to the understanding of dimensions, internal anatomy and sandy reservoir facies distribution within the lowstand wedge in the subsurface. In this sense, the results described here have implications for the reservoir characterization at different scales and its heterogeneities, particularly in the recognition of compartmentalization of potential hydrocarbon reservoirs related to the studied succession.

This study established and documented the complex history and reconfiguration of the valanginian continental systems by lowstand processes in the southern margin of the Neuquén Basin. As a result, this study shows that back-arc basin margins could be exclusive places for the study of lowstand continental systems and the recognition of significant changes in their configurations. Therefore, the present research provides a potential application for understanding the dynamics of continental systems and the development of substantial paleogeographic reconstructions in others margins of semi-closed and tectonically active basins.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a las diferentes instituciones y personas cuyo apoyo y motivación fue de gran importancia para la realización de este trabajo.

Les agradezco especialmente a mis directores, Gonzalo Veiga y Ernesto Schwarz, quienes me han acompañado en mi formación profesional desde hace años. Quiero agradecerles por haberme enseñado a trabajar, lo cual traspasa esta tesis. Esto es, haberme transmitido desde su experiencia, cómo desarrollar los pasos de un trabajo, cómo mejorarlos y cómo criticarlos. Gracias por la paciencia extra que siempre agregaron junto a explicaciones y discusiones, y por el compromiso y el esfuerzo que han puesto para la revisión y el mejoramiento de los diferentes manuscritos preparados. Gran parte de su condimento puesto aquí, tiene que ver con mucho de lo que he aprendido en estos años de trabajo.

Quiero agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por solventar el financiamiento económico para la realización de esta tesis, y a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo y a la Universidad Nacional de la Plata, por proporcionar la estructura académica, pública y gratuita, para el desarrollo de esta formación de posgrado. Quisiera agradecer a dichas instituciones por los subsidios otorgados al grupo de trabajo por medio de los proyectos PIP N° 00322 y PIP N° 11/N767. También, agradezco a la Asociación Internacional de Sedimentólogos (IAS) y a la Asociación Argentina de Sedimentología (AAS) por haberme otorgado subsidios destinados a la participación en eventos científicos. Gracias al Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), el cual ha sido mi lugar de trabajo y formación, todos estos años.

Agradezco a las empresas YPF S.A. y Petrobras Energía S.A. (actualmente Pampa Energía S.A.), por su importante colaboración en la realización de esta tesis, poniendo a disposición los datos y el material requerido que hicieron factibles su elaboración y desarrollo. En particular, quisiera agradecer a Carlos Echevarría, María Eugenia Pascariello y Sebastián Arismendi por seguir desde cerca los avances alcanzados año tras año durante la realización de este trabajo y compartir conmigo discusiones e ideas que enriquecieron sin dudas al mismo.

Muchísimas gracias a mis amigos y compañeros de campañas, Leandro Martínez, Ignacio Escobar y Agustín Argüello, por la gran ayuda que me dieron durante este trabajo, y por haberme acompañado hasta largas horas en el campo, hacer posible que el cansancio llegue a olvidarse, y compartir conmigo discusiones, ideas y buenos momentos, en las campañas y también después de ellas. ¡Gracias por sus pilas y su compañía!.

Gracias a las familias Siena, Gualmes, Garrido y Nahuel, por recibirme todos los años en el campo y sus casas, y brindarme su hospitalidad, historias de campo y mates.

Agradezco a mis compañer@s de oficina, Abril Cereceda, Luciano Zapata, Miguel Silveira, Marina Coronel, Camila Tettamanti, por su compañía diaria, discusiones geológicas, padecer la lectura de resúmenes o presentaciones, compartir los mejores mates, y generar que el lugar de trabajo sea un buen lugar para estar.

Quiero agradecer a los Dres. Leandro Martínez, Ana Carignano y Valeria Pérez Loinaze, por su interés y trabajo dedicado a las muestras paleontológicas recolectadas durante este trabajo. Gracias por su paciencia, y por compartir conmigo inquietudes e ideas de trabajos.

Muchas gracias a todos mis compañer@s, becarios, investigadores y técnicos, del Centro de Investigaciones Geológicas, ¡gracias a todos!. En especial, quisiera agradecerles a Augusto Varela y Sebastián Richiano, quienes siempre me brindaron su amistad y me han aconsejado desde cerca los mejores caminos por tomar. Gracias por la ayuda incondicional y compartir discusiones de cualquier tema o inquietud que surgiera con el correr de la tesis. Gracias a Luis Spalletti y Juan Franzese, por sus consejos y sugerencias, y compartir conmigo su experiencia. Gracias a Alfredo Benialgo, por su ayuda en mis primeras tareas de elaboración de mapas y por su buena energía, y a Ana Sato, por su ayuda brindada durante las descripciones petrográficas. Gracias a Rita Irazabal, Mercedes Mancino, Martín Ruiz y Claudia Cavarozzi por su ayuda ilimitada y su buena predisposición.

Quiero agradecer a Nicolás, mi compañero de ruta. Gracias por ser incondicional y por crecer conmigo todos estos años. Tu ayuda en las últimas de este trabajo fue monumental.

Gracias a mis padres y mi hermana, por apoyarme en los diferentes caminos que elegí tomar. Quiero agradecer a mi abuela Olga, por mostrarme siempre que hasta el problema más difícil tiene solución, y que a veces para pasarlo, basta con cambiar un poco la forma de mirarlo.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina abarca casi la totalidad del Neuquén y comprende el grupo de las principales cuencas productoras de petróleo y gas de la República Argentina, por lo que su interés primordial se centra en la actividad de dicha producción. A pesar de representar una cuenca madura en la prospección de acumulaciones convencionales, la Cuenca Neuquina guarda aún enormes perspectivas en la búsqueda de hidrocarburos asociados a reservorios no tradicionales y trampas estratigráficas de dimensiones regulares (Vergani *et al.*, 2011). En este sentido, la Cuenca Neuquina ofrece interesantes perspectivas debido a la ciclicidad que caracteriza a su relleno, posibilitando la existencia de importantes cambios faciales, capaces de conformar sistemas petroleros completos vinculados con la mayoría de las unidades integrantes (Uliana y Legarreta, 1993; Vergani *et al.*, 2011). Adicionalmente, la cuenca ofrece afloramientos de una excelente calidad para la realización de estudios sedimentológicos de detalle que puedan contribuir a una mejor exploración y explotación de los recursos del subsuelo.

Durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano la Cuenca Neuquina conformó una cuenca de trasarco caracterizada por una baja subsidencia (Howell *et al.*, 2005). Sin embargo, en ese periodo la cuenca también experimentó varios eventos de inversión tectónica que produjeron cambios significativos en la configuración del depocentro preexistente (Howell *et al.*, 2005). Estos cambios estuvieron principalmente asociados a la generación de nuevas áreas de aporte, a estadios de nivel del mar relativamente bajo y a la modificación de los sistemas deposicionales vigentes. No obstante, la caracterización y cabal entendimiento de dichos sistemas pre- y post-inversión tectónica representan aún una importante línea de estudio por desarrollar. En particular, durante el Valanginiano habría tenido lugar un episodio de inversión tectónica, a partir del cual la Cuenca Neuquina transcurrió por un importante período de cambio en la configuración de los sistemas de acumulación que resultó en un brusco descenso relativo del nivel del mar (Schwarz *et al.*, 2006). Este episodio, en los sectores distales de la cuenca se encuentra representado por el contacto entre depósitos marinos profundos y depósitos fluviales proximales. Sin embargo, en los sectores marginales de la cubeta los depósitos en contacto se tratan de

facies proximales, y aquí la expresión del cambio en la configuración de los sistemas, no se muestra fácilmente reconocible. En particular, en el margen de cuenca ubicado en centro-sur de Neuquén, el episodio de reconfiguración cuencal se encuentra registrado por una sucesión continental valanginiana integrada por depósitos acumulados en forma previa y posterior a dicho evento. En este sentido, el estudio de esta sucesión representa un aporte significativo para la comprensión de los cambios paleogeográficos vinculados a los eventos tectónicos ocurridos durante el Cretácico Inferior, como así también, para el conocimiento general de la evolución de la cuenca.

El evento de reconfiguración de cuenca ocurrido durante el Valanginiano se encuentra representado por un límite de secuencia de primer orden y escala regional, conocido como Discontinuidad Intravalanginiana (Gulisano *et al.*, 1984). Este límite de secuencia separa estratigráficamente unidades que muestran una amplia variabilidad de facies. Los depósitos ubicados por debajo del límite de secuencia comprenden en parte, a las formaciones Bajada Colorada y Quintuco desarrolladas durante un estadio de mar alto. Estas unidades incluyen depósitos que varían desde continentales (sur del Neuquén) hasta marinos someros (norte del Neuquén) (Gulisano *et al.*, 1984; Leanza *et al.*, 2011). Por encima del límite de secuencia, sobreyace una cuña de mar bajo asignada a la Formación Mulichinco (Gulisano *et al.*, 1984; Schwarz 2003; Schwarz *et al.*, 2006). Esta cuña está limitada en su tope por una superficie transgresiva de segundo orden correspondiente a la base de la Formación Agrio. Dentro de esta cuña, los depósitos gradan desde facies fluviales en los sectores proximales (centro-sur de Neuquén) hasta facies marinas de *offshore* en los sectores distales del depocentro (sur de la provincia de Mendoza) (Schwarz *et al.*, 2011).

Durante el labrado de un límite de secuencia en los márgenes de cuenca comúnmente predominan procesos de erosión y no acumulación. Este contexto, asociado a la variabilidad de facies que puedan estar presentes durante los estadios previo y posterior al desarrollo de una discontinuidad, conlleva a que la identificación del límite de secuencia hacia los márgenes de cuenca sea potencialmente dificultosa. Este es sin duda el caso de la cuña de mar bajo de la Formación Mulichinco, ya que la amplia variabilidad espacial y temporal de facies presente tanto por debajo como por encima de la superficie de discontinuidad, ha determinado que la expresión del límite de secuencia varíe sustancialmente a lo largo de la cuenca. De esta manera, en el centro de Neuquén la ubicación estratigráfica del límite de secuencia fue definida indiscutiblemente por diferentes autores, donde los depósitos cuencales de la Formación Vaca Muerta son truncados por las facies fluviales de la Formación Mulichinco (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza *et al.*, 2001; Schwarz y Howell, 2005; Schwarz *et al.*,

2006). Por su parte, en el margen de cuenca ubicado en el centro-sur de Neuquén (Sierra de la Vaca Muerta y áreas adyacentes) la ubicación estratigráfica de la Discontinuidad Intravalanginiana ha recibido diferentes definiciones (compárese criterios de Gulisano *et al.* 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Zavala, 2000; Leanza, 2009; Schwarz *et al.* 2011). El conjunto de estas interpretaciones muestra claramente, la falta de consenso para ubicar el límite de secuencia en el margen centro-sur de la cuenca, en un período de casi treinta años. A pesar de la importancia asociada a la definición estratigráfica de dicho límite como registro de los cambios paleogeográficos ocurridos durante el Valanginiano, todas las interpretaciones fueron sólo soportadas por trabajos estratigráficos regionales.

En este contexto, con el fin de entender y reconstruir el evento de reconfiguración de cuenca ocurrido durante el Valanginiano en uno de los márgenes de la cubeta, este trabajo fue destinado al estudio sedimentológico de detalle de la sucesión continental valanginiana ubicada en el centro-sur de Neuquén. De esta forma, el estudio y la comprensión de los estadios de sedimentación que antecedieron (tramo cuspidal de la Formación Quintuco) y sucedieron (Formación Mulichinco) a dicho evento, resultan clave en la caracterización de la magnitud del cambio ocurrido en la configuración de los sistemas de acumulación durante el estadio de nivel del mar bajo. En este sentido, el estudio de la sucesión que aquí se presenta, constituye una contribución significativa tanto en el marco general de evolución de la cuenca, como detallada del conocimiento de los sistemas continentales y transicionales valanginianos que integran las unidades bajo estudio. En forma adicional, la caracterización de estos depósitos continentales cobra importancia a partir de la presencia de sucesiones equivalentes en el subsuelo del sector oriental del Neuquén, las cuales poseen un interés hidrocarburífero probado (Zardo *et al.*, 2008; Godino, 2008; Gutiérrez Schmidt y Alonso, 2015).

De esta manera, este trabajo de tesis está destinado a estudiar la sucesión valanginiana continental y transicional que aflora en la Sierra de la Vaca Muerta y áreas adyacentes, como así también en un área del subsuelo ubicada inmediatamente al este de la misma. Para el desarrollo de este trabajo, se propusieron objetivos con diferentes escalas de estudio:

- 1) Desarrollar un estudio sedimentológico de detalle a partir de un análisis de facies, asociaciones de facies y el análisis geométrico y bidimensional de los cuerpos, con el fin de caracterizar y comprender los sistemas de acumulación continentales y transicionales del intervalo considerado.

- 2) Reconstruir y comprender la evolución espacial y temporal de diferentes sistemas de acumulación en el sector centro-sur de la cuenca.
- 3) Confeccionar un esquema de evolución regional integrado estableciendo el origen, instalación y evolución temporal de los diferentes sistemas de acumulación desarrollados durante gran parte del Valanginiano, y de esta manera comprender las configuraciones paleogeográficas y paleoambientales que antecedieron y sucedieron al evento de caída del nivel relativo del mar ocurrido durante dicho período.
- 4) Reconocer intervalos generados en distintas condiciones de acomodación y aporte de sedimentos y establecer su potencial relación con la posición del nivel relativo del mar, así como discutir acerca de los posibles factores de control (clima, tectónica regional, eustacia), y probables áreas de aporte dentro del contexto de evolución estratigráfico secuencial de este sector de la cuenca.
- 5) Comprender y discutir las distintas expresiones que posee la Discontinuidad Intravalanginiana en distintos sectores del centro-sur de Neuquén, con el establecimiento de criterios objetivos para su identificación y ubicación estratigráfica en dichos sectores.
- 6) Contribuir en la comprensión de la complejidad que pueden mostrar los límites de secuencia hacia los márgenes de cuenca.

MARCO GEOLÓGICO, ESTRATIGRAFÍA Y ANTECEDENTES

2.1 INTRODUCCIÓN

Este capítulo tiene por finalidad presentar el marco geológico y estratigráfico vinculado a la sucesión valanginiana continental y transicional ubicada en el centro-sur de la Cuenca Neuquina (Sierra de la Vaca Muerta y el área de subsuelo adyacente) (Fig. 2.1.a). De esta manera, la elaboración del capítulo consistió en la recopilación bibliográfica de los principales trabajos regionales y de detalle, vinculados con dicho intervalo de interés. Para ello, en primer lugar se introduce al área de estudio regional, la Cuenca Neuquina, su origen y estadios de evolución tectonoestratigráfica. A continuación, se describe el marco estratigráfico general del intervalo de estudio, el Grupo Mendoza, y posteriormente se profundiza sobre las sucesiones valanginianas de interés. Finalmente, se presenta una reseña de lo conocido sobre la diferente expresión de la Discontinuidad Intravalanginiana a lo largo de la cuenca, y las controversias vinculadas a los distintos criterios implementados para su identificación en el sector centro-sur del depocentro.

2.2 MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA NEUQUINA

La Cuenca Neuquina es una amplia región de la República Argentina y de Chile ubicada entre los 35° y 40° de latitud sur, localizada inmediatamente al pie de la Cordillera de los Andes (Fig. 2.1.a). Esta región comprende casi la totalidad de la provincia del Neuquén, sur de Mendoza, sudoeste de La Pampa y noroeste de Río Negro (Digregorio y Uliana, 1980), y presenta una forma triangular de una extensión mayor a los 160.000 km² (Vergani *et al.*, 1995).

La cuenca se integra por un gran número de unidades que conforman sistemas petroleros completos (Uliana y Legarreta, 1993) y se distingue por su cualidad de ser productora de petróleo y gas, de manera que su interés principal se centra en la actividad de dicha producción.

Desde el punto de vista geológico, la Cuenca Neuquina constituye una depresión de la corteza formada hacia fines del Triásico Tardío, que conserva un registro de aproximadamente 10.000 m de espesor (Mosquera y Ramos, 2006), acumulados de manera casi continua durante 155 ma., entre el Triásico y el Paleógeno (Legarreta y Gulisano, 1989).

Durante su evolución, la Cuenca Neuquina estuvo limitada al este y al sudeste por las regiones tectónicamente estables del Bloque de la Sierra Pintada y del Macizo Nordpatagónico respectivamente (Fig. 2.1.a). A partir del Jurásico la cuenca se mantuvo flanqueada hacia el oeste por un arco magmático vinculado con la reinstalación de un margen activo de subducción en el borde sudoccidental de Gondwana (Howell *et al.*, 2005). Esta configuración geodinámica habría controlado no sólo la forma, sino también la extensión de la cuenca.

La Cuenca Neuquina se desarrolla en el margen occidental del Gondwana, que hacia los 330-280 Ma. sufrió la acreción de diferentes terrenos alóctonos (Ramos *et al.*, 1986) y la consecuente formación de un complejo de acreción y arco magmático (Franzese y Spalletti, 2001; Llambías, 2001). Entre el Pérmico Tardío y el Triásico Temprano (280-240 Ma), tiene lugar el evento magmático Choiyoi (Llambías *et al.*, 1993; Llambías, 2001) cuya etapa tardía (esencialmente Triásico Temprano) se caracterizó por una tectónica extensional intracontinental (Franzese y Spalletti, 2001). La misma tuvo lugar como consecuencia del cese en la subducción y el establecimiento de una tectónica de transcurrancia dextral que resultó en el desprendimiento de la loza subductada y la generación de una ventana astenosférica. Debido al engrosamiento litosférico y el calentamiento anómalo del manto superior, el margen proto-Pacífico gondwánico comprendido entre los 30° y 40° S habría alcanzado una fuerte inestabilidad gravitacional y el consecuente colapso (Kay *et al.*, 1989), que resultó en la instalación de un régimen extensional hacia los 220 Ma. (Uliana y Legarreta, 1993; Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001).

La historia tectonoestratigráfica de la Cuenca Neuquina comienza a partir de un primer estadio evolutivo de sinrift (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) durante el cual tuvo lugar la generación de hemigrábenes aislados controlados por una fuerte subsidencia mecánica (Franzese y Spalletti, 2001) (Fig. 2.1.b). Los depocentros iniciales estuvieron controlados por sistemas de fallas normales con orientación N-S, NO-SE (Tankard *et al.*, 1995; Vergani *et al.*, 1995) y ENE-OSO (Vergani *et al.*, 1995), asociados a fallas de transferencia con rumbo NE (Vergani *et al.*, 1995). En este contexto, durante el Jurásico Temprano (Hettangiano-Sinemuriano) se acumularon los depósitos más antiguos del registro sedimentario de la cuenca, representados por las rocas volcánicas,

volcaniclasticas y clásticas del Grupo Precuyano (Fig. 2.2) (Gulisano *et al.*, 1984; Carbone *et al.*, 2011).

Durante el Pliensbachiano tiene lugar la finalización de esta etapa de rifting activo, y su transición a una etapa de postrift o sag con dominio de subsidencia termal (Fig. 2.1.c). A partir de este nuevo contexto tectónico establecido hacia el Jurásico Temprano, la evolución de la Cuenca Neuquina se caracterizó por una subsidencia regional interrumpida por periódicos pero breves, eventos de inversión tectónica que afectaron estructuras extensionales previas, modificando la forma del depocentro y generando nuevas áreas de aporte sedimentario (Vergani *et al.*, 1995). Las primeras evidencias de tectónica compresiva y transcurrente comienzan luego de una etapa de transición comprendida entre el Toarciano Temprano y Tardío (durante la cual no se observa tectónica activa), con la instalación de un proceso de deformación de intraplaca multiepisódica (Mosquera y Ramos, 2006).

En el inicio de esta etapa de subsidencia regional se produce la primera transgresión marina generalizada y la unificación de todos los depocentros en una sola cuenca. Para ese entonces, el arco magmático preexistente ya se encontraba en desarrollo y la cuenca se mantenía parcialmente conectada al océano proto-Pacífico (Howell *et al.*, 2005) (Fig. 2.1.c). Inicialmente, la sedimentación estuvo fuertemente controlada por la topografía heredada de los sistemas de rift subyacentes (Howell *et al.*, 2005), de manera que los primeros depósitos del Grupo Cuyo presentan una distribución y variaciones de espesor estrechamente vinculados a los sistemas de fallas precuyanos (Vergani *et al.*, 1995; Veiga *et al.*, 2013). Después de este período inicial, se desarrolló una de las etapas más importantes en la evolución de la Cuenca Neuquina, en la cual se depositaron extensas y potentes sucesiones durante un prolongado período de subsidencia termal y extensión regional. En este contexto se acumularon sucesivos ciclos transgresivos-regresivos de distintas magnitudes (Fig. 2.2), controlados por la combinación de cambios en el tasa de subsidencia, el ascenso localizado y las oscilaciones eustáticas (Howell *et al.*, 2005).

En la provincia del Neuquén el primer ciclo sedimentario transgresivo-regresivo se encuentra representado por el Grupo Cuyo (Arregui *et al.*, 2011a), el cual se desarrolla desde el Pliensbachiano-Toarciano hasta el Calloviano Medio, y comprende un conjunto de rocas silicoclásticas vinculadas a ambientes marinos profundos (Fm. Molles), marinos someros (Fm. Lajas), continentales (formaciones Challacó y Punta Rosada), y marinos someros hipersalinos (Fm. Tábanos) (Fig. 2.2).

Con posterioridad, durante el Calloviano Medio-Tardío tiene lugar un evento de inversión desarrollado de modo conspicuo en el área de la Dorsal de Huincul y los sectores oeste y sudoeste de la cuenca (Vergani *et al.*, 1995). En este contexto, tiene lugar la

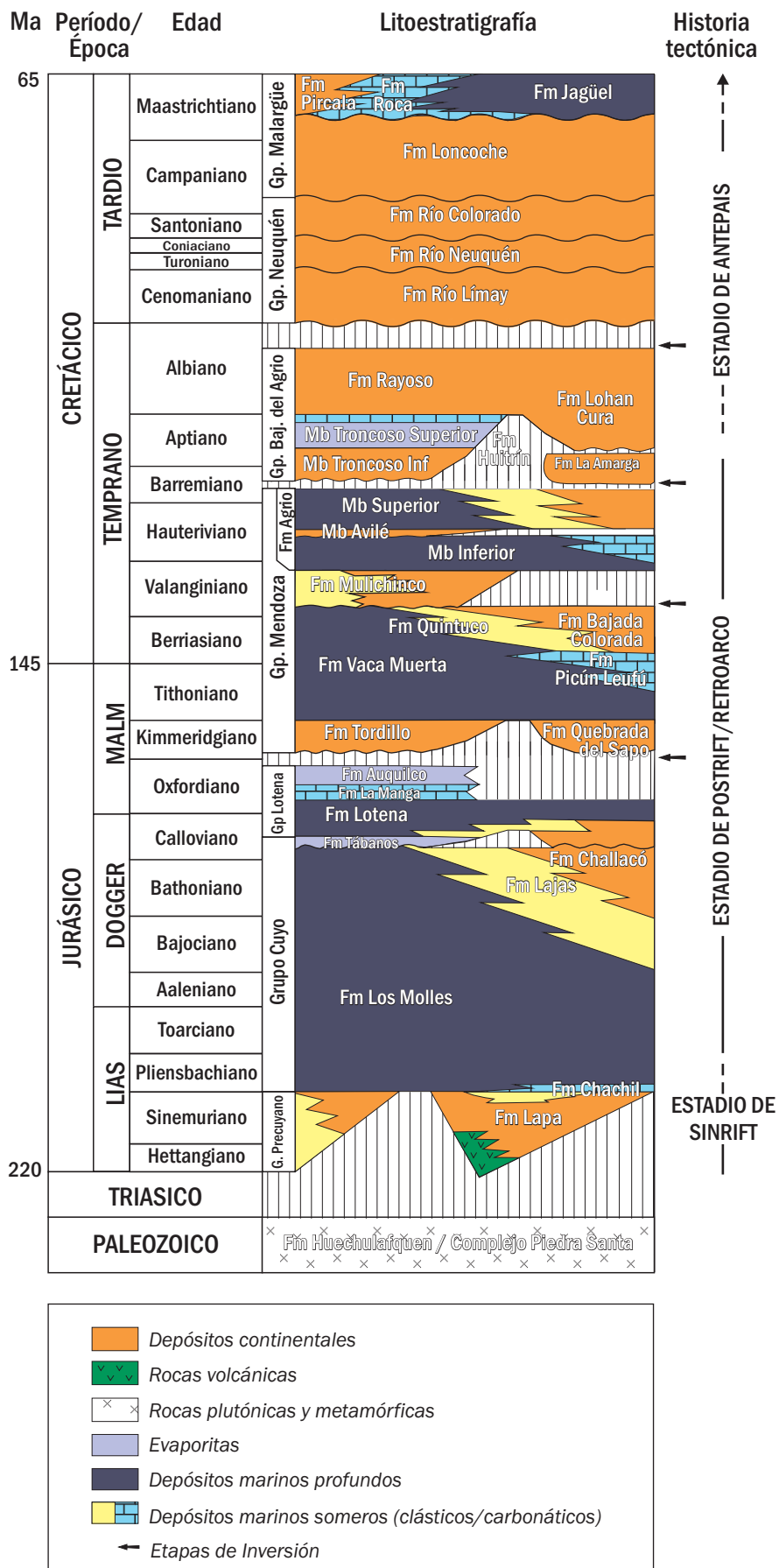


Figura 2.2. Cronoestratigrafía e historia tectónica de la Cuenca Neuquina (tomado de Howel et al., 2005).

acumulación de un segundo ciclo sedimentario hasta el Oxfordiano, representado por el Grupo Lotena (Arregui *et al.*, 2011b) y constituido por depósitos silicoclásticos marinos profundos hasta someros (Fm. Lotena), marinos someros carbonáticos a mixtos (Fms. La Manga y Barda Negra) y marinos someros evaporíticos (Fm. Auquilco) (Arregui *et al.*, 2011b) (Fig. 2.2).

El segundo y aún más significativo período de inversión transcurre durante el Oxfordiano Tardío-Kimmeridgiano Temprano (Vergani *et al.*, 1995) a partir del cual tiene lugar un pronunciado levantamiento la Dorsal de Huincul, como así también sectores aislados, como la Sierra de la Vaca Muerta (área de estudio de este trabajo), Sierra de Chacaico, Sierra de Reyes y Sierra de Cara Cura (Vergani *et al.*, 1995). Posteriormente, entre el Kimmeridgiano Tardío al Barremiano se desarrolló un tercer ciclo de sedimentación, en el que se acumularon las unidades del Grupo Mendoza. Durante este tercer ciclo se acumularon primeramente los depósitos mayormente continentales de la Formación Tordillo (Spalletti *et al.*, 2011) (Fig. 2.2; 2.3) que se disponen discordantemente sobre el Grupo Lotena. La etapa de inversión alcanza su culminación en el Tithoniano con un período de subsidencia regional y la posterior expansión e invasión marina de la cuenca; esta última extensamente representada por los depósitos cuencales de la Formación Vaca Muerta (Vergani *et al.*, 1995) (Fig. 2.2; 2.3), y sus equivalentes temporales, correspondientes a depósitos mixtos y carbonáticos marinos someros de la Formación Picún Leufú, depósitos silicoclásticos marinos someros de la Formación Quintuco, y depósitos continentales de la Formación Bajada Colorada (Leanza *et al.*, 2011) (Fig. 2.2; 2.3).

Durante el Valanginiano Temprano los sectores sur y oeste de la cuenca experimentaron un nuevo período de inversión y levantamiento regional, asociado a un cambio en el patrón de subsidencia y la interrupción de la sedimentación marina que caracterizó a gran parte del ciclo previo (Vergani *et al.*, 1995). La deformación fue intensa en el área de la Dorsal de Huincul y sectores aledaños localizados hacia el sudoeste de la dorsal. Posteriormente, se acumularon los depósitos fluviales, marinos marginales y marinos de la Formación Mulichinco (Fig. 2.2; 2.3) que cubrieron una gran extensión dentro de la cuenca. Hacia el norte, en la provincia de Mendoza se acumularon depósitos carbonáticos de plataforma, pertenecientes a la Formación Chachao (Vergani *et al.*, 1995). Durante el Valanginiano Tardío, una nueva transgresión marina da origen a los depósitos de rampa de la Formación Agrio (Fig. 2.2; 2.3), los que se vinculan hacia los márgenes de cuenca con los depósitos clásticos fluviales de la Formación Centenario. Posteriormente, tiene lugar una sedimentación asociada a una continentalización general caracterizada por

depósitos clásticos-evaporíticos correspondientes al Grupo Bajada del Agrio (Barremiano Tardío-Albiano) (Vergani *et al.*, 1995) (Fig. 2.2).

Finalmente, hacia el Cretácico Tardío la Cuenca Neuquina pasó a comportarse como cuenca de antepaís (Howell *et al.*, 2005) (Fig. 2.1.d). Los sistemas depositacionales activos estuvieron fuertemente controlados por un régimen compresivo, de manera que el levantamiento y las estructuras desarrolladas en el sector oeste de la cuenca promovieron la activación de nuevas áreas de aporte y la acumulación de más de 2000 m de depósitos continentales que integran el Grupo Neuquén (Cenomaniano-Campaniano Temprano) (Vergani *et al.*, 1995; Howell *et al.*, 2005) (Fig. 2.2). Hacia finales del Cretácico, tuvo lugar un ascenso globalizado en el nivel de mar dando lugar a la primera ingresión Atlántica, con la acumulación de depósitos marinos someros correspondientes al Grupo Malargüe (Campaniano Tardío-Maastrichtiano) (Fig. 2.2). Durante esta fase de tectónica compresiva, se desarrolló una deformación de piel gruesa vinculada al basamento Paleozoico-Triásico, como así también una tectónica de piel fina controlada por el comportamiento mecánico de la secuencia sedimentaria jurásica-cretácica (Ramos, 1999; Vergani *et al.*, 1995). En este contexto la cuenca alcanza la configuración estructural y fisiografía actual (Howell *et al.*, 2005).

2.3. REGISTRO ESTRATIGRÁFICO DEL JURÁSICO TARDÍO-CRETÁCICO TEMPRANO: EL GRUPO MENDOZA

Los primeros trabajos destinados a lograr un análisis estratigráfico completo de la Cuenca Neuquina corresponden a Groeber (1929, 1946, 1953), quien definió tres episodios mayores de acumulación o “ciclos de sedimentación” de mayor escala: ciclos “Jurásico”, Ándico y Riográndico. Estos ciclos están separados por discontinuidades expresadas ya sea como discordancias o cambios en el régimen de sedimentación. Dentro de estos ciclos de mayor escala, definió ciclos de una escala menor o “subciclos” (Cuyano, Loteniano-Chacayano, Mendociano, Rayosiano, Neuqueniano y Malalhueyano), asociados a intervalos transgresivos-regresivos.

El subciclo Mendociano fue definido por Groeber (1946) en la provincia de Mendoza y comprende el sector basal del ciclo Ándico extendiéndose desde el “Tithoniense” hasta el “Barremiense”. El intervalo equivalente había sido identificado por Weaver (1931) en la provincia del Neuquén, dividiendo a la sucesión sedimentaria en las formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio. Posteriormente, Groeber *et al.* (1953) reconocen a la Formación Tordillo como los depósitos iniciales del ciclo Ándico. Para lograr una adecuación al Código Argentino de Estratigrafía, se reemplazó la denominación del llamado

subciclo Mendociano (Groeber, 1946) por la de Grupo Mendoza (Stipanovic *et al.*, 1968), bajo cuya denominación quedaron finalmente reunidas las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio, y equivalentes temporales (Fig. 2.2, 2.3). A partir de este marco estratigráfico, la sucesión del Grupo Mendoza es descripta a partir de 5 unidades principales.

La Formación Tordillo (Stipanovic, 1966, tomado del Tordillense de Groeber, 1946) está compuesta por depósitos kimmeridgianos silicoclásticos continentales de ambientes aluviales, fluviales, eólicos, lacustres, fluviales efímeros y de *playa-lake* (Spalletti *et al.*, 2011) (Fig. 2.2). La Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931) (Fig. 2.2, 2.3) comprende depósitos de edad Tithoniano Temprano a Valanginiano Temprano (Legarreta y Uliana, 1991; Legarreta *et al.*, 1993; Aguirre-Urreta *et al.*, 2008) que integran una secuencia marina de pelitas negras y calizas micríticas con alto contenido de materia orgánica. En el centro y norte de Neuquén, su espesor alcanza los 800 m, adelgazándose progresivamente hacia el sur (Cerro Lotena) con espesores máximos de 200 m (Weaver, 1931; Gulisano *et al.*, 1984). En el centro de Neuquén (Sierra de la Vaca Muerta) los depósitos cuencales de la Formación Vaca Muerta gradan vertical y lateralmente a depósitos carbonáticos y mixtos marinos someros de edad Tithoniano Medio tardío a Berriasiano Temprano de la Formación Picún Leufú (Leanza, 1973). Esta sucesión pasa verticalmente a depósitos silicoclásticos marinos marginales y marinos someros de edad Berriasiano Tardío a Valanginiano Temprano, correspondientes a la Formación Quintuco (Weaver, 1931) (Fig. 2.3). Hacia el este del Engolfamiento Neuquino (Plataforma de Catriel), las formaciones Quintuco y Picún Leufú son reemplazadas por depósitos carbonáticos y evaporíticos marinos someros conocidos como Formación Loma Montosa (Digregorio, 1972). En el ámbito mendocino de la cuenca, los depósitos silicoclásticos marinos marginales corresponden a la Formación Lindero de Piedra (Legarreta *et al.*, 1981). Desde el sur hacia el centro del Neuquén el conjunto tithoniano-valanginiano temprano comprende espesores de entre 750 a 1080 m (Legarreta y Gulisano, 1989), el cual se adelgaza progresivamente hacia el sur de Mendoza. A continuación, sobreyace la Formación Mulichinco (Weaver, 1931) (Fig. 2.3) integrada por depósitos de edad Valanginiano Temprano medio a Valanginiano Tardío bajo (Schwarz, 2003, Aguirre-Urreta *et al.*, 2008). En el centro de Neuquén, esta unidad comprende depósitos silicoclásticos continentales, marinos marginales y marinos someros a profundos, y abarca entre 180 a 350 m de espesor (Schwarz *et al.*, 2011). Hacia el sector noreste del Neuquén y sur de Mendoza, la Formación Mulichinco se integra por depósitos silicoclásticos marinos someros a profundos y depósitos carbonáticos marinos distales (Schwarz *et al.*, 2011). En el sector centro-sur de Mendoza, se localiza la Formación Chachao (Legarreta y Kozlowski, 1981) (unidad

parcialmente equivalente de la Formación Mulichinco), integrada por depósitos carbonáticos marinos someros de espesores inferiores a los 40 m. La unidad más joven del Grupo Mendoza se conoce como Formación Agrio (Weaver, 1931) (Fig. 2.3), posee una edad Valanginiano Tardío a Barremiano Temprano, y está compuesta en su mayoría por depósitos marinos profundos y cuencales representados por pelitas (lutitas, lutitas limosas, fangolitas y limolitas). Además posee intercalaciones de sedimentitas carbonáticas (micritas, margas y carbonatos bioclásticos), areniscas y escasos conglomerados finos. Esta unidad, alcanza su mayor desarrollo en el sector occidental de la cuenca (Spalletti et al., 2011).

Dentro de este contexto estratigráfico, la sucesión valanginiana que se estudia en este trabajo representa el intervalo comprendido entre el tramo cuspidal de la Formación Quintuco y la base de la Formación Agrio (Fig 2.3), es decir, que abarcaría un intervalo de tiempo comprendido entre el Valanginiano Temprano hasta el Valanginiano Tardío temprano.

2.4 ANTECEDENTES ESTRATIGRÁFICOS DEL INTERVALO DE ESTUDIO EN LOS AFLORAMIENTOS DE LA CUENCA NEUQUINA

Las primeras observaciones del intervalo estudiado en este trabajo fueron realizadas por Keidel (1925) en su trabajo estructural de las capas petrolíferas del Oriente de Neuquén (Cerro Lotena y Arroyo Covunco). En dicho trabajo, el autor identificó depósitos valanginianos integrantes del antiguamente denominado “Neocomiano” (Windhausen, 1918), sin poder trazar de manera exacta los límites entre los distintos pisos y sólo mencionó las sedimentitas asociadas a cada uno de ellos. A partir de sus observaciones realizadas en el Cerro Mesa, Keidel (1925) reconoció al “valanginiense marino” como depósitos calcáreos portadores de amonites (géneros *Berriasella*, *Spiticeras* y *Steueroceras*), por encima del cual sobreyace el “altarivense” (Hauteriviano) integrado por depósitos continentales, marinos marginales y costeros.

Tiempo después, Weaver (1931) desarrolló el primer trabajo dedicado al estudio de las sucesiones jurásicas y cretácicas de la Cuenca Neuquina, y reconoció dos divisiones litológicas dentro del intervalo de interés de este trabajo: “división inferior” o Formación Quintuco y “división media” o Formación Mulichinco. Ambas unidades eran diferenciables desde el sector austral de la provincia del Neuquén (Arroyo Picún Leufú) hasta el sector central de la misma (Arroyo Pichi Neuquén). Por otro lado, Weaver supo distinguir a las unidades no sólo por su edad, sino también por sus litofacies dominantes. La Formación Quintuco fue descrita por el autor como una unidad predominantemente marina con un

espesor de 500 m relativamente constante, la cual desde el sector central hacia el sector austral de la provincia del Neuquén, grada desde depósitos pelíticos arcillosos a depósitos calcáreos y arenosos. Según esta definición original, por encima de la Formación Quintuco sobreyacía la Formación Mulichinco, que se caracterizaba por depósitos continentales y reducía notoriamente su espesor, desde 600 a 500 m en la zona de Picún Leufú hasta 200 a 270 m en el área de Cerro Mulichinco.

Gulisano *et al.* (1984) estudiaron posteriormente la misma sucesión tithoniana-valanginiana en la misma región (Fig. 2.4.a), y establecieron 9 secuencias depositacionales (A1-A9) cuya edad fue establecida en base a fauna de amonites. Según este esquema secuencial, la sucesión valanginiana bajo estudio comprendía a gran parte de las secuencias A7, A8 y A9 (Fig. 2.4.b). Según estos autores, las secuencias A7 y A8 comprenden depósitos marinos profundos (Formación Vaca Muerta) a marinos someros y marginales (Formación Quintuco) que gradaban a depósitos continentales (Formación “Mulichinco”), conformando un arreglo general progradacional. Por su parte, la secuencia A9 se inicia con depósitos continentales sobre los cuales yacen depósitos marinos marginales (Formación Mulichinco “*sensu stricto*”) con un diseño retrogradacional. Un aporte sustancial del trabajo de Gulisano *et al.* (1984) y de directa relación con este proyecto de tesis doctoral, fue la identificación de una superficie de discontinuidad entre las secuencias A8 y A9 (Fig. 2.4.b). La superficie separa el ciclo tithoniano-valanginiano inferior del ciclo valanginiano superior-hauteriviano, y en relación a su ubicación cronoestratigráfica recibió por los autores la definición de *Discontinuidad Intravalanginiana*. De esta manera, dentro de la sucesión de interés quedaban definidos depósitos continentales tanto por debajo de la Discontinuidad Intravalanginiana (Formación “Mulichinco”), como por arriba de la misma (Formación Mulichinco *sensu strictu*) (Fig. 2.4.b).

Foucault *et al.* (1987) reconocieron y trazaron la Discontinuidad Intravalanginiana en el sector austral del Neuquén. Su trabajo permitió establecer en este sector de la cuenca, que los depósitos continentales correspondientes a las denominadas Formación Mulichinco de Weaver (1931) y Formación “Mulichinco” de Gulisano *et al.* (1984), eran correlacionables con la Formación Bajada Colorada (Roll, 1939) que afloraba en el valle del Río Limay (Fig. 2.5).

Posteriormente, Legarreta y Gulisano (1989) incorporaron en su trabajo las observaciones de Foucault *et al.* (1987), y utilizaron por primera vez la denominación de Formación Bajada Colorada para los depósitos valanginianos continentales aflorantes desde el Río Agrio hacia el sur del Neuquén, ubicados por debajo de la discontinuidad (Fig. 2.5; 2.6.a). De esta manera, la denominación de Formación Mulichinco quedó entonces

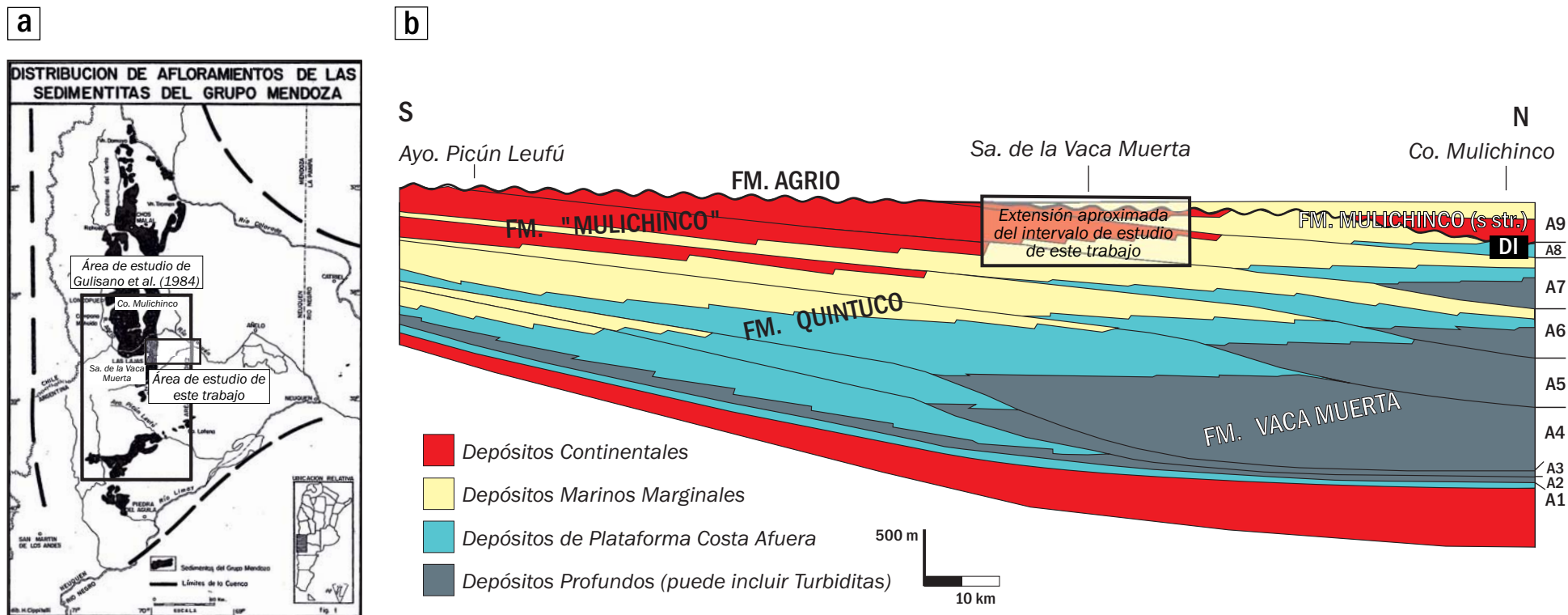


Figura 2.4. a) Mapa de ubicación de distribución de sedimentitas del Grupo Mendoza según Gulisano et al. (1984) y ubicación de las diferentes áreas de estudio. b) Esquema estratigráfico-secuencial del Grupo Mendoza Inferior y la relación discordante con la Formación Mulichinco que lo suprayace. s str: *sensu stricto*. (redibujado de Gulisano et al., 1984 (fig. 4)). En el recuadro se indica extensión de intervalo de interés de este trabajo.

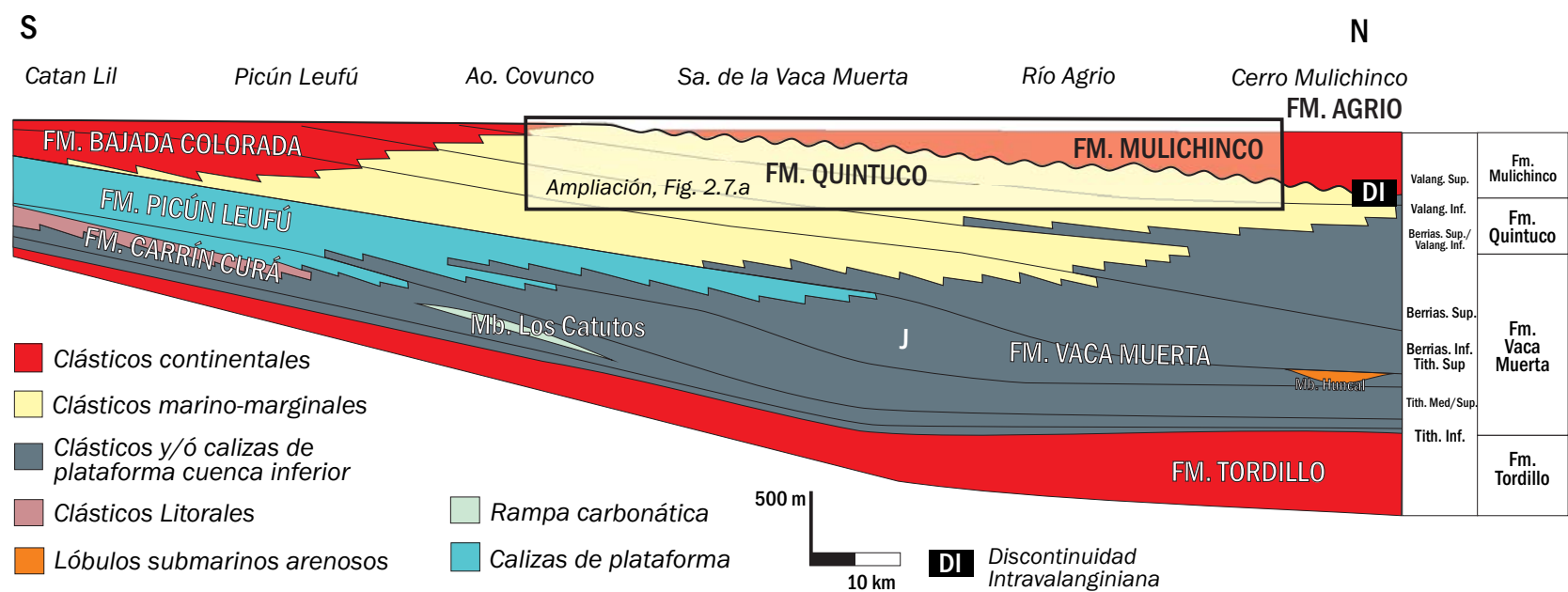
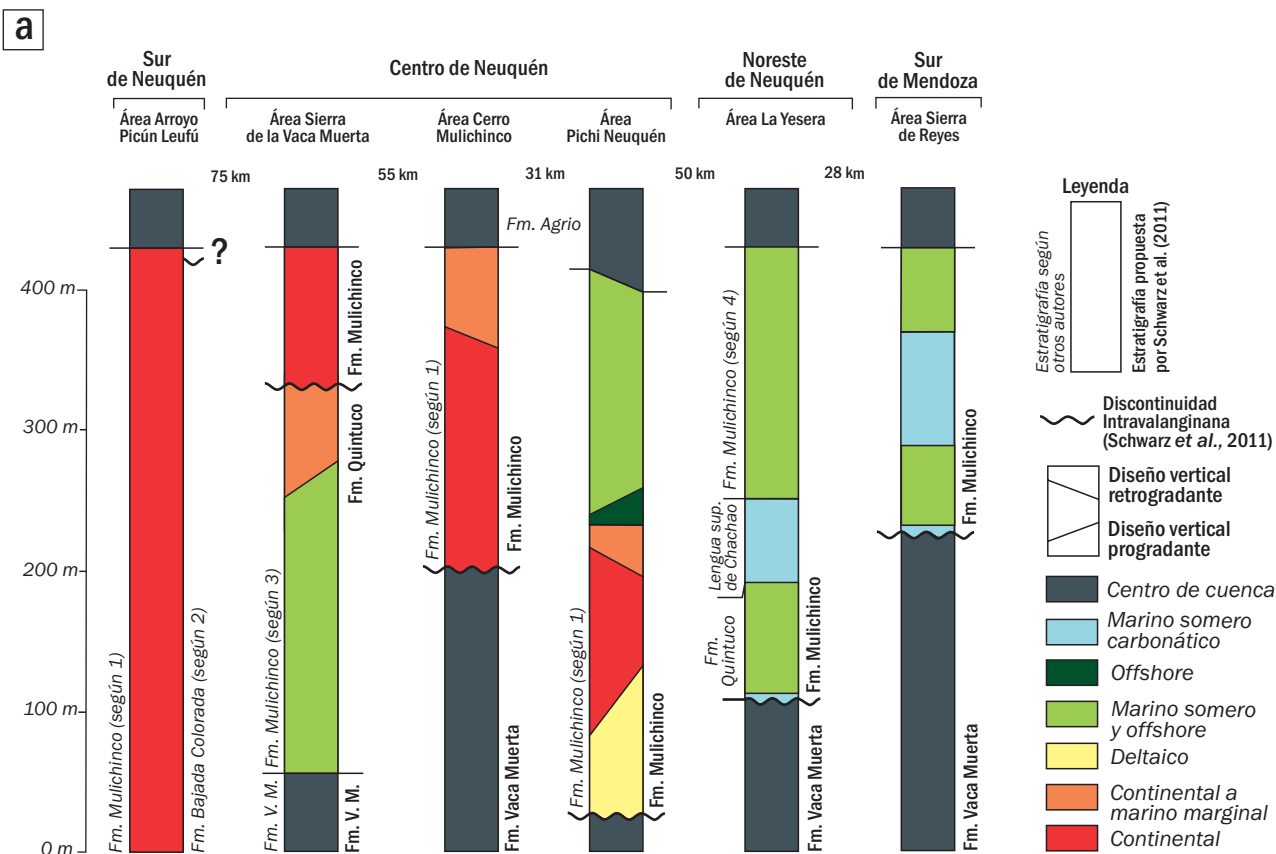


Figura 2.5. Esquema estratigráfico del Grupo Mendoza Inferior (redibujado de Leanza et al., 2011 (fig.2)). En el recuadro se indica la extensión aproximada del esquema estratigráfico presente en la figura 2.7.a.

restringida a los depósitos valanginianos continentales, marinos marginales y marinos que se extienden desde el norte de la Sierra de la Vaca Muerta hasta el área más septentrional de la provincia de Neuquén, que sobreyacen a la Discontinuidad Intravalanginiana (Fig. 2.5). Esta nomenclatura estratigráfica fue seguida por otros autores en trabajos posteriores sobre la misma sucesión estratigráfica realizados en la cuenca (Legarreta y Uliana, 1991, 1999; Schwarz, 2003; Schwarz y Howell, 2005; Schwarz *et al.*, 2011) y es el que se utiliza en la actualidad (Fig. 2.6.a).

La edad valanginiana de la sucesión de interés fue indicada a partir de los primeros trabajos estratigráficos realizados en la cuenca (Weaver, 1931; Groeber, 1946), como así también en trabajos posteriores destinados a un ajuste de los patrones bioestratigráficos del Cretácico Temprano (Leanza, 1973; Leanza y Hugo, 1977). Aguirre-Urreta y Rawson elaboraron importantes estudios bioestratigráficos de detalle del Valanginiano (Aguirre-Urreta, 1998; Aguirre-Urreta y Rawson 1997, 1999a, 1999b) y desarrollaron un biozonación ajustada basada en fauna de amonites con el establecimiento de subzonas dentro de las zonas del Valanginiano. Las faunas de amonites valanginianas conocidas corresponden a las formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio. La Formación Vaca Muerta comprende en su parte cuspidal la fauna de la zona de *Neocomites wichmanni* y sobreyace *Lissonia riveroi* (Lisson) y *Acantholissonia gerthi* (Aguirre-Urreta *et al.*, 2011), la cual ubica al tramo cuspidal de la unidad en el Valanginiano Temprano. Por su parte, la Formación Mulichinco posee amonites pertenecientes a las zonas de *Lissonia riveroi* y de *Olcostephanus (O.) atherstoni*, de manera que su edad se extiende desde el Valanginiano Temprano medio al Valanginiano Tardío bajo (Aguirre-Urreta y Rawson 1997; Aguirre-Urreta *et al.*, 2011; Schwarz, 2003; Schwarz *et al.*, 2011). Por su parte, los estudios palinológicos han contribuido en el ajuste bioestratigráfico de las sucesiones continentales del Valanginiano. Quatrocchio *et al.* (2002) se enfocaron en el estudio de las asociaciones de especies terrestres debido a que las especies marinas halladas correspondían a registros pre-valanginianos. Los autores establecieron una comparación del material recolectado en la Cuenca Neuquina con las biozonas propuestas por Archangelshy *et al.* (1984) para el Berriasiano-Aptiano Temprano de Patagonia Austral. De esta manera, reconocieron en la Cuenca Neuquina la zona 1 (Zona de *Contignisporites-Callialasporites-Staplinisporites*) asignada al Berriasiano Tardío-Valanginiano Temprano, y la zona 2 (Zona de *Interlobulites-Foraminisporis*) correspondiente al Valanginiano Tardío-Hauteriviano. Como resultado del análisis palinoestratigráfico, los autores identificaron también un cambio en las asociaciones de las palinofloras y una reducción de la diversidad en las sucesiones suprayacentes a la Discontinuidad Intravalanginiana, y señalaron la aparición de géneros de briofitas como indicativo de tiempo Valanginiano Tardío. Finalmente remarcaron una



Otros autores: 1. Weaver (1931); 2. Legarreta & Gulisano (1989); 3. Leanza (2001); 4. Legarreta & Kozlowski (1981)

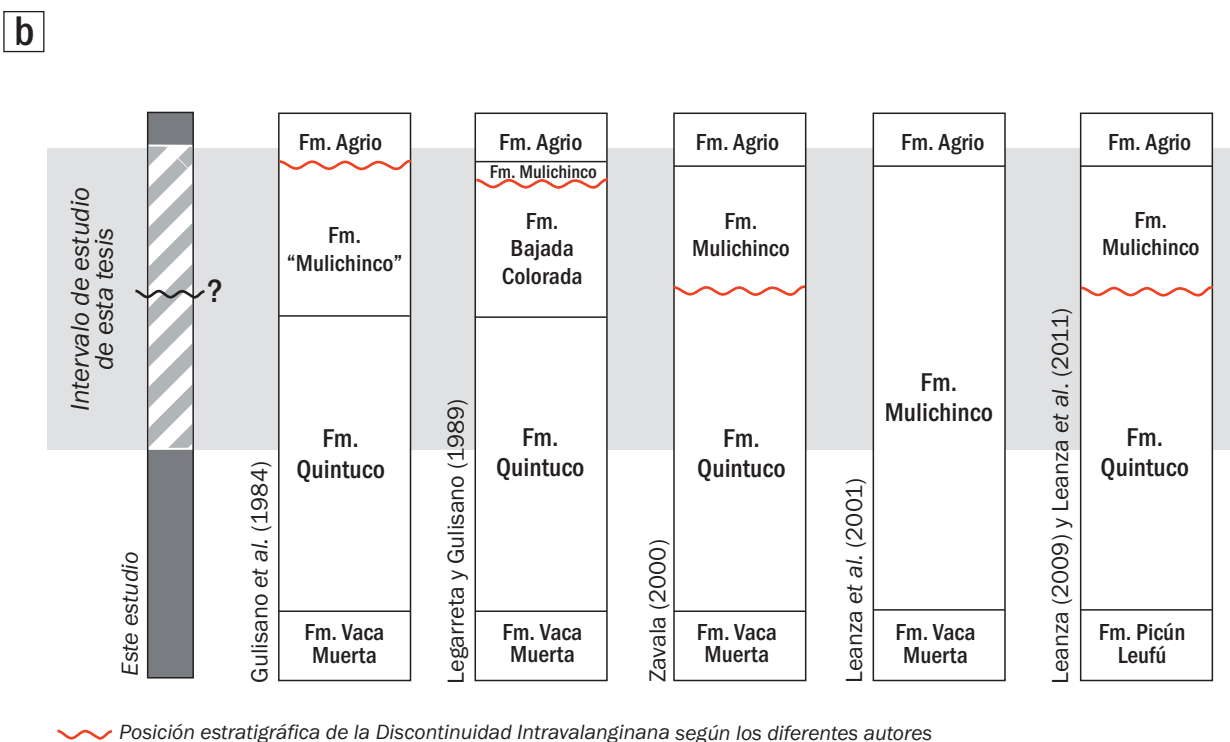


Figura 2.6. a) Columnas estratigráficas esquemáticas y sistemas de acumulación de la sucesión valanginiana de interés en diferentes sectores de la Cuenca Neuquina (tomado de Schwarz et al., 2011). b) Columnas estratigráficas esquemáticas de la sucesión valanginiana en el área de la Sierra de la Vaca Muerta, y equivalencias entre las unidades estratigráficas asignadas por diferentes autores.

crisis en la salinidad del mar ocurrida en el Valanginiano Tardío y la influencia de posibles fluctuaciones climáticas en los cambios registrados en el contenido microflorístico durante el Valanginiano. Posteriormente, Quatrocchio *et al.* (2003) sobre la base de apariciones masivas de taxones continentales y marinos, y la presencia de palinomorfos con valor cronológico, presentaron la palinoestratigrafía del Tithoniano-Hauteriviano en el centro-oeste de la Cuenca Neuquina. En este trabajo, los autores identificaron para el Valanginiano Temprano una asociación de especies terrestres y una asociación de especies marinas, la cuales fueron asignadas a la Formación Quintuco en el centro de Neuquén, y a la Formación Mulichinco en la localidad de Rahueco (Sector Septentrional de Neuquén). Por su parte, el Valanginiano Tardío estaría representado por una asociación de palinomorfos terrestres que fueron reconocidos solamente en la Formación Mulichinco.

2.5 LA DISCONTINUIDAD INTRAVALANGINIANA

La Discontinuidad Intravalanginiana representa un límite de secuencia de primer orden y escala regional, el cual separa estratigráficamente unidades que muestran una amplia variabilidad de facies en sentido regional (Fig. 2.6.a, 2.7.a-b). Los depósitos ubicados inmediatamente por debajo del límite de secuencia (asignables a las formaciones Bajada Colorada, Quintuco y Vaca Muerta) varían desde facies continentales en el sur hasta marinas profundas o cuencales en el norte de Neuquén (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza *et al.*, 2011) (Fig. 2.5, 2.6.a, 2.7.a). Por encima del límite de secuencia, sobreyace una cuña de mar bajo asignada a la Formación Mulichinco (Gulisano *et al.*, 1984; Schwarz, 2003; Schwarz *et al.*, 2006), conformada por depósitos que gradan desde facies fluviales conglomerádicas en los sectores proximales (centro-sur de Neuquén) hasta facies marinas de *offshore* en los sectores distales de la cuenca (sur de la provincia de Mendoza) (Schwarz *et al.*, 2011) (Fig. 2.6.a, 2.7.a).

Como resultado de estos cambios laterales y verticales de facies, la Discontinuidad Intravalanginiana presenta diferente expresión a lo largo de la cuenca (Fig. 2.6.a). La posición estratigráfica de la Discontinuidad Intravalanginiana fue reconocida en forma clara por diferentes autores en los sectores centrales de la cuenca, donde depósitos marinos profundos a cuencales de la Formación Vaca Muerta son cubiertos en forma abrupta por depósitos continentales de la Formación Mulichinco (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza *et al.*, 2001; Schwarz y Howell, 2005; Schwarz *et al.*, 2006) (Fig. 2.4, 2.5, 2.6.a, 2.7.a). Por el contrario, la ubicación estratigráfica del límite de secuencia hacia los márgenes de la cuenca ha recibido diferentes interpretaciones (*compárese criterios de* Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Zavala, 2000;

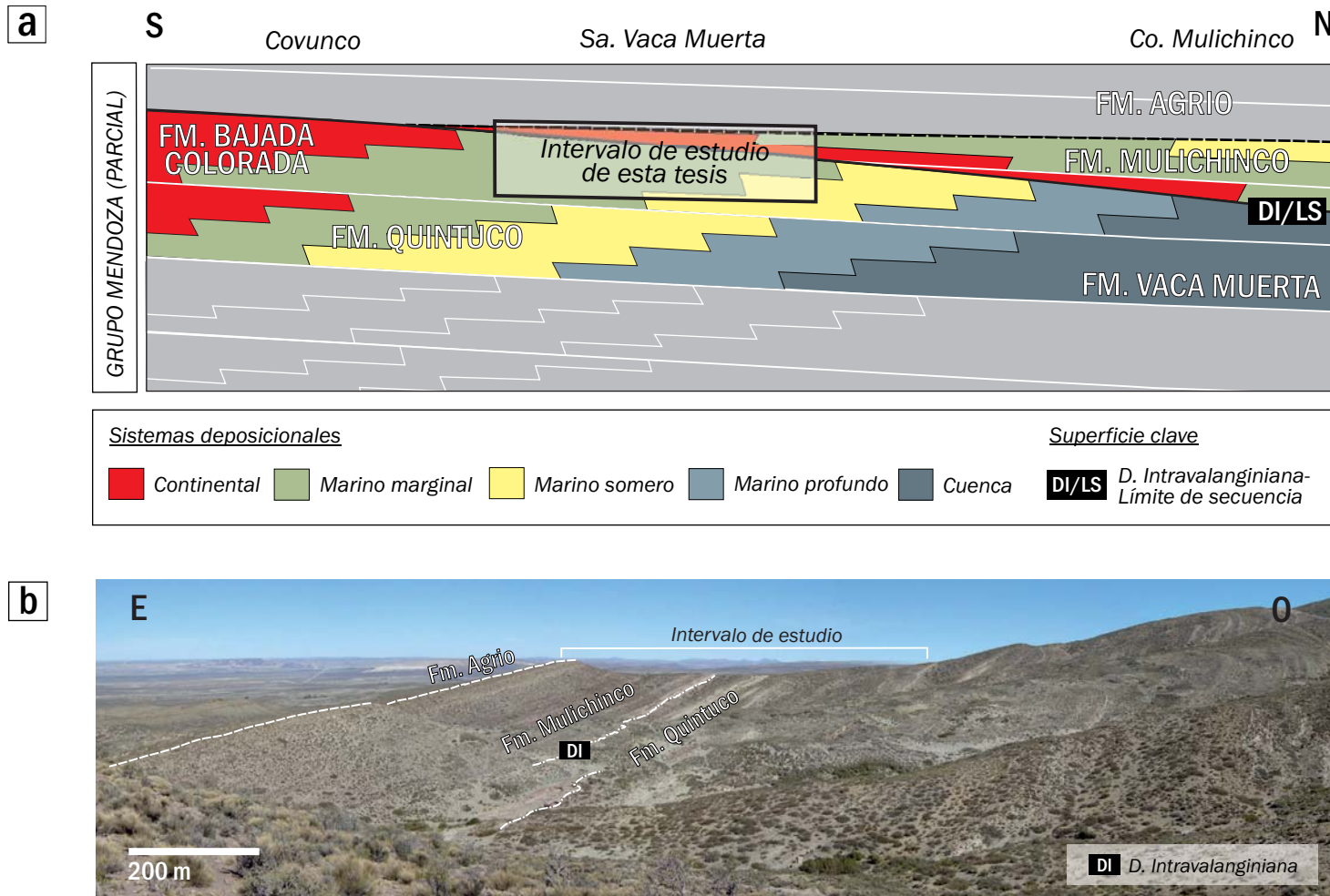


Figura 2.7. a) Ubicación del intervalo de estudio de este trabajo y distribución espacial y estratigráfica de los sistemas de acumulación vinculados a las unidades de interés (Modificado ligeramente de Leanza *et al.*, 2011; Schwarz *et al.*, 2011). b) Vista general E-O de la Sierra de la Vaca Muerta (sector centro-sur de la Cuenca Neuquina), ubicación estratigráfica de la Discontinuidad Intravalanginiana (según Zavala, 2000; Leanza *et al.*, 2011; Schwarz *et al.*, 2011), formaciones Quintuco, Agrio y Mulichinco, e intervalo de estudio de este trabajo.

Leanza, 2009; Schwarz *et al.*, 2011) (Fig. 2.4; 2.5; 2.6.b), por lo cual, su identificación en dichos sectores aún es motivo de intenso debate.

El límite de secuencia habría tenido lugar a partir de un importante evento de reconfiguración de cuenca ocurrido durante mediados del Valanginiano Temprano, el cual habría sido promovido por un pulso de inversión tectónica (Vergani *et al.*, 1995) asociado a un brusco descenso del relativo nivel del mar (Schwarz *et al.*, 2006).

Los diferentes criterios implementados por los autores para la identificación de la Discontinuidad Intravalanginiana hacia el centro-sur de Neuquén, han resultado en incongruencias vinculadas a la posición estratigráfica del límite de secuencia en dicho sector de la cuenca (Fig. 2.6.b). En la Sierra de la Vaca Muerta, Gulisano *et al.* (1984) y Legarreta y Gulisano (1989) ubicaron la Discontinuidad Intravalanginiana en el tope de depósitos continentales indicados como la Formación “Mulichinco” o Bajada Colorada, y señalaron que el límite de secuencia era cubierto por depósitos marino marginales asignados primeramente a la Formación Agrio (Gulisano *et al.*, 1984) (Fig. 2.4) y luego, a la Formación Mulichinco (Legarreta y Gulisano, 1989) (Fig. 2.6.b).

Sin embargo algunos autores no han coincidido con la definición estratigráfica descripta. Zavala (2000) y Leanza (2009) ubicaron la Discontinuidad Intravalanginiana en el contacto entre los depósitos marinos marginales de la Formación Quintuco y los depósitos continentales suprayacentes, asignados a la Formación Mulichinco (Fig. 2.5; 2.6.b). Por su parte, Zavala (2000) ubicó a la Discontinuidad Intravalanginiana en la base de una sucesión de aproximadamente 100 m conformada por depósitos continentales asignados a la Formación Mulichinco, ubicada por debajo de la Formación Agrio. Posteriormente, Leanza (2009) excluyó la secuencia marina basal de la Formación Mulichinco establecida por Leanza *et al.* (2001) (Fig. 2.6.a) y la asignó a la Formación Quintuco (Fig. 2.6.b). A partir de este esquema, Leanza (2009) y Leanza *et al.* (2011) ubicaron a la Discontinuidad Intravalanginiana en el contacto entre los depósitos marinos someros de la Formación Quintuco y los depósitos continentales siguientes, asignados a la Formación Mulichinco (Fig. 2.5, 2.6.b). En particular, Leanza *et al.* (2011) propusieron una reasignación litológica y temporal de la Formación Quintuco y describieron a la unidad como una sucesión de 350 m conformada por depósitos silicoclásticos marinos someros con influencia de olas, mareas y tormentas, integrantes de sucesiones grano y estratocrecientes. Según los autores, los depósitos continentales de la Formación Bajada Colorada contemporáneos con los depósitos marinos marginales de la Formación Quintuco alcanzan una distribución hasta el Arroyo Covunco (sur de la Sierra de la Vaca Muerta) (Fig. 2.5).

La revisión la posición del límite de secuencia fue retomada por Schwarz *et al.* (2011), quienes al igual que Zavala (2000) y Leanza (2009), ubicaron la Discontinuidad Intravalanginiana en el norte de la Sierra de la Vaca Muerta como un contacto erosivo en la base de los depósitos continentales de la Formación Mulichinco (Fig. 2.6.a, 2.7.a-b). Según los autores, por debajo de la discontinuidad, la Formación Quintuco comprendería depósitos marinos marginales a continentales (Fig. 2.6.a).

A pesar de haberse propuesto diferentes criterios para identificar a la Discontinuidad Intravalanginiana en la Sierra de la Vaca Muerta, ninguno de ellos fue soportado por estudios de detalle que analizaran la sucesión valanginiana completa. De esta manera, la identificación y posición estratigráfica de la discontinuidad, requiere de la comprensión de la relación espacial y estratigráfica que guardan los depósitos marinos marginales a continentales del tope de la Formación Quintuco y los suprayacentes depósitos continentales de la Formación Mulichinco (Fig. 2.6.b).

2.6 EL INTERVALO DE ESTUDIO EN EL SUBSUELO

Gran parte de la sucesión valanginiana representa un objetivo exploratorio en el subsuelo de la Cuenca Neuquina. Con la finalidad de alcanzar un modelo de evolutivo integrado de los sistemas de acumulación integrantes del intervalo de estudio, en este análisis de antecedentes también se consideró la distribución espacial y estratigráfica de la sucesión valanginiana de interés en el subsuelo ubicado en el sector centro-sur de la cuenca. Dicha sucesión ha sido descrita al este de la Sierra de la Vaca Muerta en los campos El Mangrullo (Buatois, 2011), Rincón del Mangrullo (Zardo *et al.*, 2008), Fortín de Piedra (Zavala *et al.*, 2005), extremo sur de Aguada Pichana (Soave *et al.*, 1987; Murut y De Vera, 1993; Vottero y González, 2002; Godino *et al.*, 2008) y Cerro Bandera (Aguirre *et al.*, 1999; Pángaro *et al.*, 2002; Veiga *et al.*, 2002). Los autores mencionados desarrollaron principalmente estudios específicos en bloques distanciados y enfocados a la caracterización de reservorios en cada sector, faltando aún un análisis sedimentológico de detalle que integre estas observaciones puntuales, así como que establezca las potenciales correlaciones con los sectores de afloramiento.

En el subsuelo, tanto Zardo *et al.* (2008) como Godino *et al.* (2008), identificaron dentro de la sucesión valanginiana de interés, dos superficies de discontinuidad. La primera de ellas yace por encima de depósitos marinos marginales asignables a la Formación Quintuco, y es cubierta por depósitos eólicos. La segunda discontinuidad, trunca depósitos eólicos previos y delimita la base de depósitos fluviales. Zardo *et al.* (2008) y Godino *et al.* (2008) ubicaron la Discontinuidad Intravalanginiana en la base de los

primeros depósitos continentales (eólicos) que yacen por encima de los depósitos marinos marginales. Los depósitos ubicados inmediatamente por debajo de la primera superficie de discontinuidad fueron asignados a la Formación Quintuco, y descriptos como una sucesión de areniscas y pelitas vinculadas a ambientes deltaico con dominio fluvial, de transición entre *shoreface* y *offshore*, y de *offshore* (Buatois, 2011). Por su parte, los depósitos ubicados por encima de la primera superficie de discontinuidad fueron asignados a la Formación Mulichinco. Esta unidad ha sido tradicionalmente subdividida en tres miembros: Inferior, Medio y Superior (Vottero y González, 2002; Godino et al., 2008; Zardo, et al., 2008). La primera superficie de discontinuidad delimita la base del Miembro Inferior, mientras que la segunda, se ubica en la base del Miembro Medio. En términos generales, según estos mismos autores, el Miembro Inferior se compone por areniscas de origen eólico, el Miembro Medio por conglomerados, areniscas y fangolitas vinculadas a sistemas fluviales, y el Miembro Superior por fangolitas y areniscas asociadas a un ambiente desde continental hasta marino marginal. En relación a este marco conceptual, Schwarz et al. (2011) señala que, exceptuando las sedimentitas eólicas del Miembro Inferior, la evolución vertical de la sucesión suprayacente de la Formación Mulichinco en el subsuelo se asemeja a la descripta para la región Austral de los afloramientos analizados (Schwarz, 2003).

El Miembro Inferior de la Formación Mulichinco en el subsuelo comprende depósitos eólicos correspondientes a dunas, interdunas húmedas o secas y mantos eólicos (Zavala et al., 2005; Zardo, et al., 2008; Buatois, 2011), con direcciones de paleocorrientes provenientes del ONO. Zavala et al. (2005) realizaron un análisis secuencial dentro de la sucesión y reconocieron tres secuencias eólicas caracterizadas por arreglos granodecrecientes y limitadas por superficies de deflación. Por su parte, Buatois (2011) reconoció para el Miembro Inferior dos secuencias. La primera secuencia comprende un complejo de dunas eólicas seguido posteriormente por mantos eólicos con desarrollo limitado de dunas, mientras que la segunda, se inicia por encima de una superficie de deflación y se integra por depósitos de mantos eólicos e interdunas húmedas. El Miembro Medio comprende depósitos fluviales correspondientes a un sistema entrelazado que evoluciona posteriormente a un sistema meandroso manteniendo paleocorrientes hacia el ENE (Zardo et al., 2008). Posteriormente, Buatois (2011) describe a este miembro como un sistema predominantemente fluvial de crecidas en manto, asociados a mantos eólicos y localmente a dunas. Finalmente, el Miembro Superior comprende depósitos vinculados a un sistema marino marginal restringido (Zardo et al., 2008), extremadamente salobre y con influencia de mareas (Buatois, 2011), con una dirección de transporte hacia el NE (Zardo et al., 2008).

Por otro lado, en el área comprendida entre los bloques Mangrullo y Cerro Bandera, Veiga *et al.* (2002) y Pángaro *et al.* (2002) analizaron las líneas sísmicas N-S con su posterior análisis estratigráfico-estructural y elaboraron modelados geológicos bidimensionales, a partir de los cuales obtuvieron relaciones estratigráficas y valores de espesores para las unidades integrantes del Grupo Mendoza en este sector del subsuelo. Los autores señalan a las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco, Bajada Colorada y Agrio, las cuales reducen su espesor desde el norte hacia el sur de la falla Cerro Bandera. Dentro de este esquema estratigráfico, parte del registro valanginiano corresponde a las formaciones Quintuco, Bajada Colorada y Agrio. La sucesión correspondiente a las formaciones Quintuco y Bajada Colorada comprende calizas y areniscas calcáreas vinculadas a un ambiente de plataforma, hasta areniscas lítico-feldespáticas de un ambiente litoral a continental, en sucesiones con arreglo progradacional. Adicionalmente, otros autores señalan para dicho intervalo depósitos vinculados a un ambiente litoral caracterizado por canales de poca profundidad adyacentes a cuerpos de agua permanentes (Aguirre *et al.*, 1999). Sobre las areniscas y calizas de las formaciones Quintuco y Bajada Colorada, y separadas de éstas por la Discontinuidad Intravalanginiana, sobreyacen en relación de *onlap* depósitos litorales a continentales y finalmente marinos de la Formación Agrio, no encontrándose representada la Formación Mulichinco (Pángaro *et al.*, 2002). Desde el norte hacia el sur de la falla Cerro Bandera, la Formación Quintuco reduce notoriamente su espesor, mientras que las formaciones Bajada Colorada y Agrio Inferior se acuan hasta desaparecer en las proximidades a la estructura mencionada. Pángaro *et al.* (2002) remarcan las variaciones de espesor identificadas en la Formación Quintuco en relación a la actividad tectónica contemporánea a su depositación, denotando un fuerte incremento de espesor de la unidad hacia el oeste del bloque Cerro Bandera.

2.7 CONSIDERACIONES FINALES

El análisis de los antecedentes en el área de estudio permitieron definir estratigráficamente la sucesión que se estudia en este trabajo, como el intervalo comprendido entre el tramo cuspidal de la Formación Quintuco y la base de la Formación Agrio. Dicho intervalo se extendería temporalmente entre el Valanginiano Temprano hasta el Valanginiano Tardío temprano. En este contexto, para identificar y ubicar estratigráficamente la Discontinuidad Intravalanginiana en la Sierra de la Vaca Muerta, es clave comprender la relación espacial y estratigráfica entre los depósitos marinos marginales a continentales del tope de la Formación Quintuco, y los suprastantes depósitos continentales de la Formación Mulichinco. Según los diferentes trabajos mencionados,

el intervalo valanginiano de interés se encuentra ampliamente representado en los afloramientos de la Sierra de la Vaca Muerta (Gulisano *et al.*, 1984; Zavala, 2000; Leanza *et al.*, 2011; Schwarz *et al.*, 2011) y en el sector de subsuelo ubicado al este de la misma (Godino *et al.*, 2008; Zardo, *et al.*, 2008; Buatois, 2011). No obstante, dicho intervalo carece aún de un análisis sedimentológico de detalle que combine los datos de afloramientos y subsuelo en un modelo integrado.

ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

3.1 INTRODUCCIÓN

Este trabajo fue realizado en el sector central de la provincia del Neuquén, en un área de estudio integrada por un sector de afloramiento conformado por la Sierra de la Vaca Muerta y el Cerro Mesa, y un sector de subsuelo ubicado inmediatamente al este de estos afloramientos. En esta área de estudio, se implementó una metodología de trabajo particular en la cual, las diferentes actividades y técnicas desarrolladas incluyeron la integración de datos de superficie y de subsuelo de diferentes escalas. En primer término, a partir de observaciones iniciales realizadas en los afloramientos, se formuló una hipótesis de trabajo. A continuación se recopiló la información bibliográfica disponible de la sucesión de interés y del área de estudio propuesta, se recolectaron datos de campo y laboratorio, y se integró y analizó la información para una etapa final de análisis intelectual.

3.2 ÁREA DE ESTUDIO: AFLORAMIENTOS Y SUBSUELO

El área de estudio se ubica en el sector central de la región extrandina del Neuquén (Fig. 3.1.a), y se extiende entre los meridianos 70° 5' y 69° 12' de longitud Oeste y los paralelos 38° 27' y 38° 48' de latitud Sur (Fig. 3.2). Dentro de esta delimitación, el área de estudio cubre una superficie aproximada de 3200 km². La atraviesan las rutas provinciales N°14 en sentido N-S y N°3 en sentido E-O, y la ruta nacional N°40 en la dirección SO-NE (Figs. 3.2 y 3.3). Entre las organizaciones urbanas cercanas se encuentran la ciudad de Zapala y las localidades de Bajada del Agrio, Mariano Moreno, Covunco Centro y Las Lajas (Figs. 3.2 y 3.3).

Respecto a su marco morfoestructural, el área de estudio comprende el sector austral de la Faja plegada y corrida del Agrio, y el área adyacente no deformada representada por el extremo sur del Dorso de los Chihuidos y el sector occidental del Engolfamiento Neuquino (Fig. 3.1.a). Hacia el sur limita con la Dorsal de Huincul (Ramos *et al.*, 2011). La Faja plegada y corrida del Agrio (Fig. 3.1.b) se trata de una faja plegada con grandes braquianticlinales asociados a la deformación del basamento, estructuras de piel fina elongadas en sentido

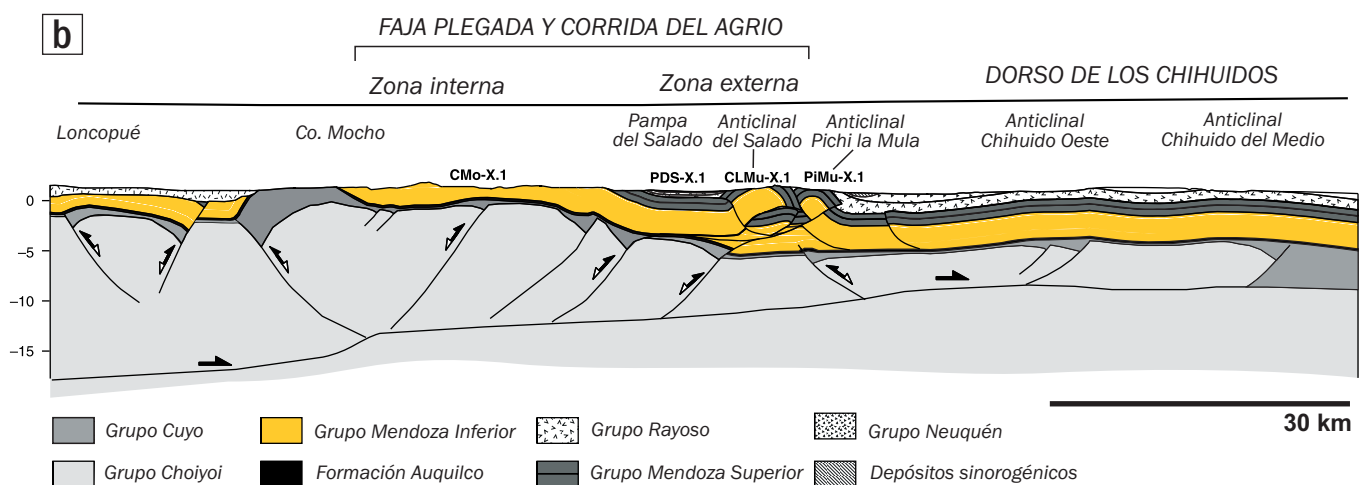
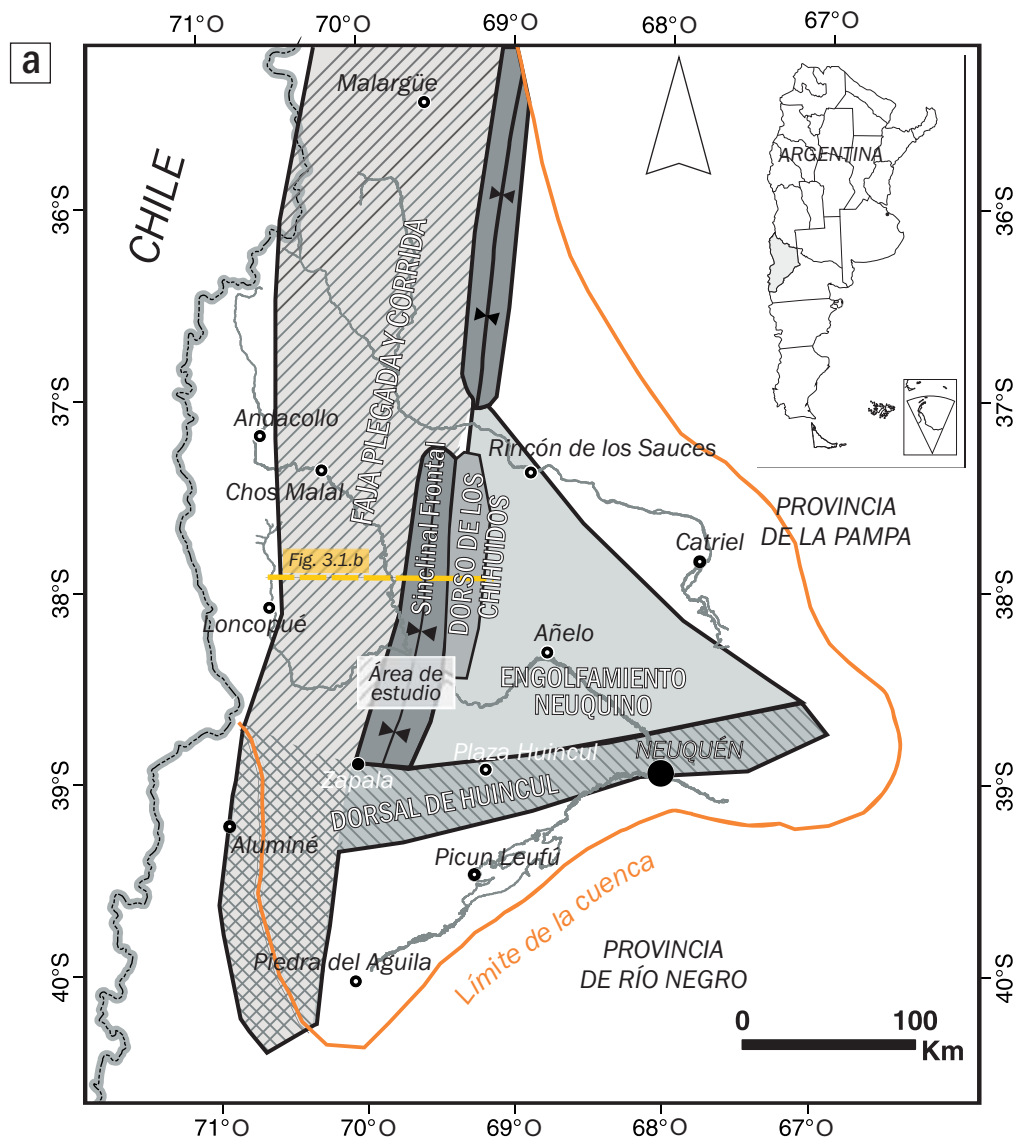


Figura 3.1. a) Distribución de los principales elementos tectónicos de la Cuenca Neuquina y ubicación del área de estudio de este trabajo y sección E-O correspondiente a la figura 3.1.b (Redibujado de Zapata et al., 2008, modificado de Vergani et al., 2005). b) Sección estratigráfica-estructural E-O en la latitud de Cerro Mocho, de la Faja plegada y corrida del Agrio y Dorsal de los Chihuidos (redibujado de Zapata et al., 2008, modificado de Zapata y Folguera, 2005; Zamora Valcarce et al., 2006).

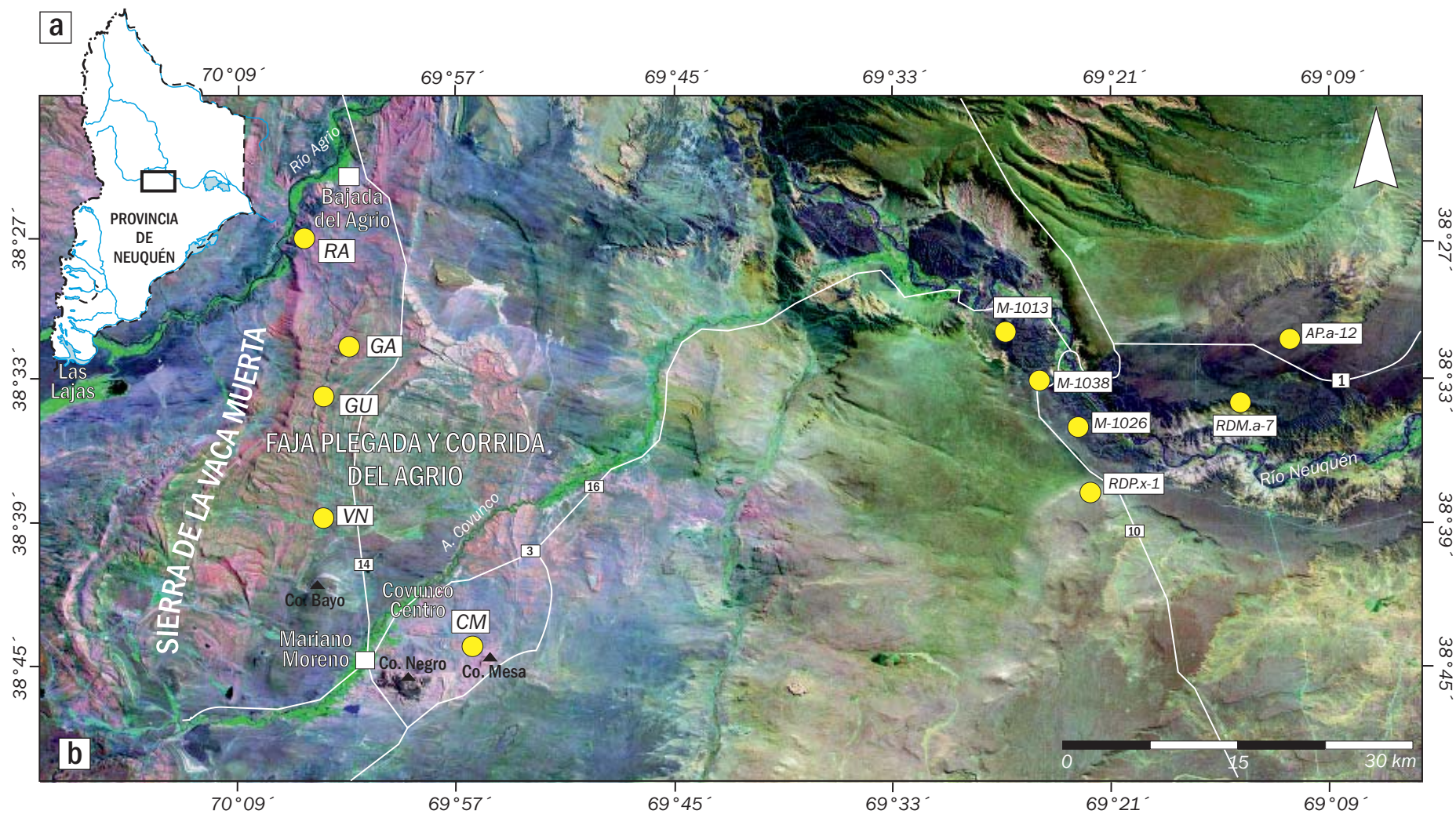


Figura 3.2. a) Ubicación regional del área de estudio en el sector central de la provincia del Neuquén. b) Imagen satelital LANDSAT ETM® del área de estudio. El sector occidental del área de estudio comprende la Faja plegada y corrida del Agrio, dentro de la cual se destaca la Sierra de la Vaca Muerta. Por su parte, el sector oriental del área de estudio comprende la región centro-oeste del Engolfamiento Neuquino y el extremo austral del Dorso de los Chihuidos

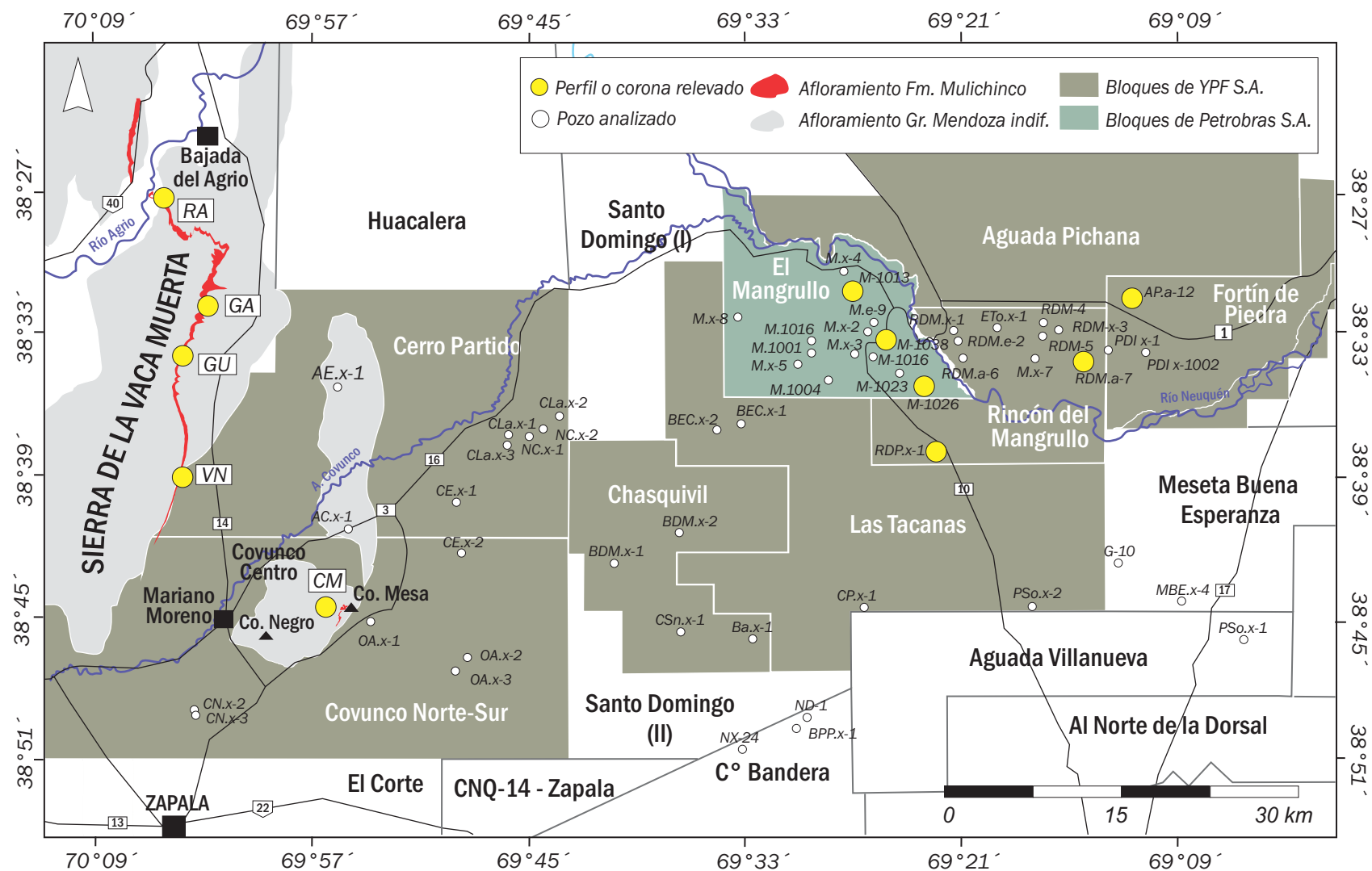


Figura 3.3. Mapa planimétrico del área de estudio, con principales accesos y ciudades aledañas. El sector de afloramiento comprende principalmente la Sierra de la Vaca Muerta y el Cerro Mesa. El sector de subsuelo se integra por los Bloques Covunco Norte-Sur, Cerro Partido, Chasquivil, Las Tacanas, Rincón de Mangrullo, El Mangrullo, Aguada Pichana y Fortín de Piedra.

norte-sur y amplias pampas que las separan y reflejan bloques de basamento parcialmente invertidos (Zapata *et al.*, 1999). Esta unidad morfoestructural se destaca por mostrar excelentes exposiciones de gran parte de las unidades integrantes del relleno jurásico-cretácico de la cuenca y ha sido ampliamente estudiada en el subsuelo (Zamora Valcarce *et al.*, 2011).

En el sector central del Neuquén, la deformación correspondiente a la Faja plegada y corrida del Agrio se encuentra representada por las estructuras localizadas en la Sierra de la Vaca Muerta (Leanza *et al.*, 2001) (Fig. 3.4; 3.5). Por su parte, el anticlinal de Covunco (Fig. 3.5) corresponde a los lineamientos generales reconocidos para el sector occidental de la Dorsal de Huincul (Silvestro y Subirí, 2008). En este sector del Neuquén, el frente del corrimiento se extiende hacia el este de la Sierra de la Vaca Muerta y el registro de las unidades deformadas persiste de manera continua hacia el este, en el Dorso de los Chuidos y Engolfamiento Neuquino. En este contexto morfoestructural, las unidades se distribuyen de manera continua en una superficie de gran extensión y solo están ligeramente deformadas (Fig. 3.1.b, *nótese la continuidad del intervalo correspondiente al Grupo Mendoza Inferior*). Esta continuidad de las unidades resulta de gran importancia, ya que permite combinar sectores de afloramientos y subsuelo en una misma área de trabajo, amplía la confiabilidad de la integración de los datos procedentes de dichos sectores y asegura finalmente la unificación de los resultados.

3.2.1 Sector de afloramiento

Este sector comprende la Sierra de la Vaca Muerta y el Cerro Mesa (Fig. 3.4). Alcanza una extensión de 35 km y un ancho variable entre 11 y 33 km, y cubre un área aproximada de 770 km². La Sierra de la Vaca Muerta consiste en un anticlinal asimétrico buzante hacia el noreste, con el flanco oriental ampliamente extendido según una serie de cuevas y crestas escalonadas con escarpas de erosión en su lado occidental y pendientes suavemente inclinadas hacia el lado oriental (Leanza *et al.*, 2001). Limita hacia el norte con el Río Agrio y hacia el sur con el Arroyo Covunco. Hacia el sudeste de la sierra, se localizan los Cerros Bayo, Negro y Mesa (Fig. 3.4). El Cerro Mesa corresponde a una elevación de 994 msnm localizada en el Anticlinal Cerro Mesa, de eje noreste-sudoeste, buzante en ambos sentidos de su eje, y delimitado por pequeñas fallas inversas en su sector occidental y oriental (Leanza *et al.*, 2001).

La Sierra de la Vaca Muerta presenta excelentes exposiciones del registro jurásico-cretácico, las cuales muestran una amplia continuidad estratigráfica y espacial en dirección norte-sur (Figs. 3.4 y 3.5). Las unidades más antiguas que integran dicho registro

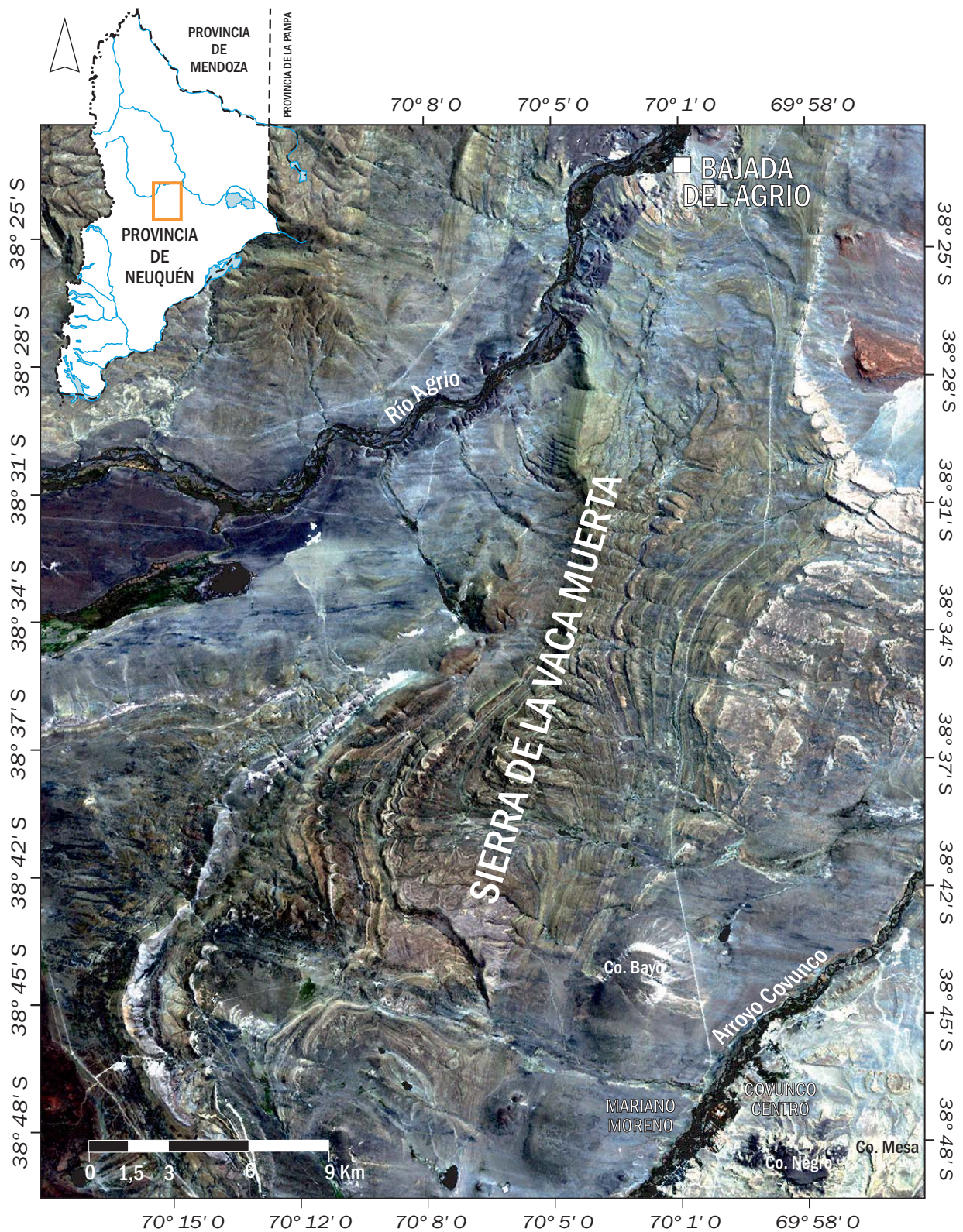


Figura 3.4. Ubicación del área de estudio de afloramientos (Imagen satelital LANDSAT ETM®) conformada principalmente por la Sierra de la Vaca Muerta, y en el extremo suroccidental, los afloramientos asociados al Anticlinal de Covunco.

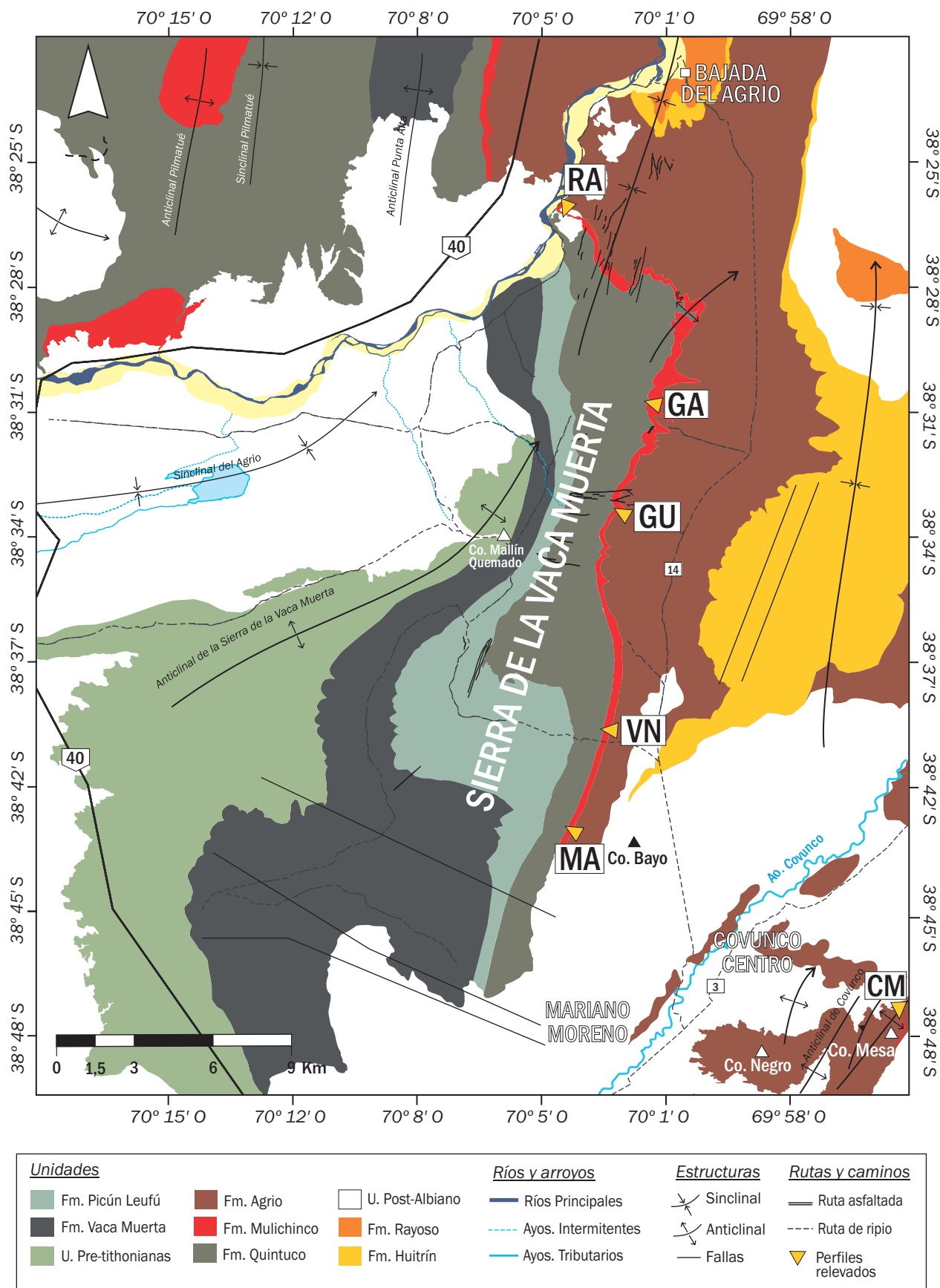


Figura 3.5. Mapa geológico-estructural de la Sierra de la Vaca Muerta y áreas adyacentes, y ubicación de perfiles sedimentológicos principales: Río Agrio (RA), Puesto Garrido (GA), Puesto Gualmes (GU), Puesto Victoria Nahuel (VN), Puesto María Antipán (MA) y Cerro Mesa (CM). Mapa modificado de Leanza et al. (2001).

corresponden al Grupo Cuyo (Toarciano-Calloviano Temprano) y afloran en el sector centro-sur de la Sierra de la Vaca Muerta. A continuación, sobreyace el Grupo Lotena (Calloviano Medio-Oxfordiano) representado sólo por las formaciones Lotena y La Manga. Seguidamente, el Grupo Mendoza (Kimmeridgiano-Barremiano Temprano) se encuentra representado por las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Picún Leufú, Quintuco, Mulichinco y Agrio (Fig. 3.5). En particular, algunas de las unidades del Grupo Mendoza integran parte de la sucesión de interés de este trabajo, por lo que recibieron un mapeo de mayor detalle. De esta manera, las formaciones Vaca Muerta, Picún Leufú, Quintuco, Mulichinco y Agrio fueron mapeadas con mayor precisión, mientras que las unidades pre-tithonianas fueron mapeadas de manera conjunta (Fig. 3.5). El Grupo Mendoza y el Grupo Rayoso (Barremiano Tardío-Albiano) conforman gran parte de los afloramientos pre-cenozoicos localizados en el sector oriental de la Sierra de la Vaca Muerta y el anticlinal y sinclinal del Cerro Colorado, y se extienden en dirección norte-sur desde la localidad de Mariano Moreno hasta la localidad de Bajada del Agrio (Fig. 3.5). Finalmente, los grupos Neuquén y Malargüe fueron integrados en el mapeo con el resto de las unidades más modernas como unidades post-albianas (Fig. 3.5).

3.2.2 Sector del subsuelo

Este sector corresponde al extremo austral del Dorso de los Chihuidos y parte del sector centro-oeste del Engolfamiento Neuquino, ubicados inmediatamente al este de los afloramientos de la Sierra de la Vaca Muerta y el Cerro Mesa (Fig. 3.3). Se extiende por 41 km en sentido norte-sur y por 69 km en el sentido opuesto, y ocupa una superficie de 2829 km². Este sector cubre parte de los partidos provinciales de Zapala, Picunches (región este), Añelo (región sur) y Confluencia (región oeste), y se encuentra atravesado por el Arroyo Covunco y el Río Neuquén. Desde un punto de vista de las concesiones mineras e hidrocarburíferas, dicho sector comprende los bloques Cerro Partido, Covunco Norte-Sur, Chasquivil, Las Tacanas, Rincón del Mangrullo, sector sur de Aguada Pichana y sector oeste de Fortín de Piedra, los cuales pertenecen a YPF S.A., así como el bloque El Mangrullo, que es propiedad de Petrobras Energía S.A. (Fig. 3.3).

3.3 METODOLOGÍA DE TRABAJO

3.3.1 Hipótesis de trabajo

En el marco de los objetivos propuestos para la realización de este trabajo, distintas hipótesis fueron planteadas (Fig. 3.6), las cuales fueron testeadas y reformuladas en los casos necesarios, siendo nuevamente puestas a prueba.

La hipótesis fundamental de trabajo propone que la Discontinuidad Intravalanginiana representa un límite de secuencia de escala regional, el cual tiene expresión en el sector centro-sur de Neuquén (Sierra de la Vaca Muerta) y se relacionaría con un evento significativo de caída del nivel relativo del mar que podría vincularse a un episodio de inversión tectónica ocurrido durante el Valanginiano. Los estadios de acumulación previo y posterior a dicho límite de secuencia estarían representados por cambios significativos en términos de ambientes deposicionales y controles en los procesos de acumulación. A partir de la caracterización y jerarquización de dichos cambios, resultaría viable la identificación de la Discontinuidad Intravalanginiana. Este trabajo de tesis, como se considera en los objetivos de la misma (véase *Capítulo 1*), propone desarrollar un análisis sedimentológico de detalle que permita explicar la evolución de los sistemas valanginianos continentales y transicionales en el sector centro-sur de la cuenca, y confeccionar un esquema de evolución regional integrado estableciendo el origen y evolución temporal de los diferentes sistemas deposicionales, con la finalidad de comprender las configuraciones paleoambientales y paleogeográficas que antecedieron y sucedieron al evento de caída del nivel relativo del mar. Finalmente, este trabajo propone discutir las distintas expresiones que posee la Discontinuidad Intravalanginiana en uno de los márgenes de la cuenca.

3.3.2 Tareas de gabinete inicial

Dentro de las primeras tareas desarrolladas se realizó una recopilación de información bibliográfica disponible sobre las unidades que constituyen el relleno de la Cuenca Neuquina (Fig. 3.6), y se hizo especial énfasis en aquellos trabajos en los cuales estuvieran analizadas las unidades valanginianas de interés de este trabajo. Sobre la base de la información bibliográfica reunida, se realizó una discusión sobre los antecedentes disponibles, en la que se analizaron los diferentes criterios adoptados en el estudio de la sucesión bajo estudio (Fig. 2.6.a, b). De modo simultáneo, se recopiló la bibliografía estratigráfica y sedimentológica disponible, con la finalidad de alcanzar un marco teórico específico que permitiese llevar a cabo el estudio de los depósitos continentales y transicionales bajo análisis.

Por otro lado, se realizó una recopilación de imágenes satelitales LANDSAT ETM® (Fig. 3.2; 3.4), imágenes satelitales disponibles a través de Google Earth® y fotografías aéreas disponibles del área de estudio, y se complementó con la información cartográfica de la hoja



Figura 3.6. Metodología de trabajo basada en la integración de datos de afloramiento y superficie durante la realización de las diferentes tareas y actividades.

geológica 3969-I ZAPALA (Leanza *et al.*, 2001). Esta información cartográfica fue centralizada en un sistema de información geográfica (SIG) a partir de la utilización del software ArcGIS 9.3®, con la finalidad de elaborar un mapa geológico de afloramientos del Grupo Mendoza en general, y las unidades vinculadas estratigráficamente al intervalo de interés de este estudio (formaciones Quintuco, Mulichinco y Agrio, en particular) (Fig. 3.5). Sobre la base de las primeras observaciones y visitas a los afloramientos realizadas en el campo, y la revisión de la información bibliográfica y cartográfica disponible, se definieron las principales localidades de relevamiento para el desarrollo de las tareas de campo.

Por otra parte, se dispuso de información de subsuelo de 53 pozos ubicados en los bloques Rincón del Mangrullo, El Mangrullo, Aguada Pichana, Fortín de Piedra, Las Tacanas, Chasquivil, Cerro Partido y Covunco Norte-Sur (Fig. 3.3). Dicha información incluyó informes de terminación de pozos, registro de perfiles de pozo en formato LAS, informes de descripción de cutting, informes bioestratigráficos, imágenes de pozo FMI (en formato PDF), y testigos corona e informes de análisis sedimentológicos de las mismas. Con esta información se confeccionó una base de datos (Anexo 1.1), la cual en combinación con esquemas estratigráficos de afloramientos disponibles de antecedentes, permitió restringir el intervalo estratigráfico de estudio entre 80 y 200 m aproximadamente, y realizar una caracterización litológica general de la sucesión. Posteriormente, a partir de la integración de informes de terminación, análisis de perfiles de pozo, descripción de muestra de cutting, testigos corona e informes de imágenes de pozo; se confeccionaron mapas de ubicación de los sondeos analizados y las transectas de correlación construidas, y se seleccionaron los pozos cuyos testigos contaban con mayor desarrollo y preservación para su descripción y análisis.

3.3.3 Recolección de datos en afloramiento

Durante el período comprendido entre los meses diciembre de 2010 y abril de 2014, se destinaron aproximadamente 70 días al trabajo de campo en los cuales se describieron en detalle las sucesiones aflorantes del intervalo analizado. Estas tareas consistieron en la obtención de datos para una posterior identificación de facies sedimentarias observacionales, relaciones espaciales entre los litosomas, definición de asociaciones de facies y elaboración de transectas de correlación de diferentes intervalos estratigráficos (Fig. 3.6).

3.3.3.1 Tareas de mapeo

Estas tareas consistieron en el mapeo de las unidades del Grupo Mendoza Inferior, en particular de las formaciones Quintuco y Mulichinco, destinado a identificación y ubicación

geográfica de la Discontinuidad Intravalanginiana. Para el desarrollo de estas tareas se utilizaron la carta geológica y las imágenes satelitales, las cuales fueron georeferenciadas y ensambladas con programas específicos (Global Mapper v 10.01®). Adicionalmente se utilizó GPSMAP® para la obtención de puntos con localización precisa en el espacio. El mapa presentado en la figura 3.5 representa una síntesis de las unidades estratigráficas que afloran en el área de la Sierra de la Vaca Muerta, por lo que posee simplificaciones.

3.3.3.2 Relevamiento de perfiles de detalle

En las localidades de interés se relevaron perfiles sedimentológicos de detalle (escala 1:100) de la sucesión aflorante del intervalo de interés de esta tesis, con espaciamentos de entre 4 y 17 km. La posición inicial y final de los perfiles fue localizada mediante GPS, mientras que el relevamiento fue realizado con cinta métrica y báculo de Jacob. La descripción detallada consistió en el reconocimiento de las distintas litologías, la identificación y medición de estructuras sedimentarias primarias y biogénicas, el reconocimiento y descripción de atributos tafonómicos de material fósiles presentes, la medición de orientaciones de paleocorrientes y la identificación de contactos entre las unidades formacionales (Fig. 3.7.a). De esta manera se relevaron 5 perfiles sedimentológicos de detalle principales: (1) perfil Río Agrio (RA), (2) perfil Puesto Garrido (GA), (3) perfil Puesto Gualmes (GU), (4) perfil Puesto Victoria Nahuel (VN) y (5) perfil Cerro Mesa (CM) (Fig. 3.2, 3.5; Anexo 1.2, 2.1, 2.2, 2.3, 2.4, 2.5, 2.5), y se describió un registro total de 789,5 m.

3.3.3.3 Relevamiento de información bidimensional y tridimensional de los litosomas

El análisis bidimensional se realizó a partir de la determinación de relaciones laterales y verticales de facies en litosomas determinados, poniendo especial atención en el relevamiento de datos geométricos y jerarquización de superficies estratigráficas. Para ello se confeccionaron fotomosaicos sobre los cuales se realizó el mapeo de los litosomas y las superficies asociadas. A continuación se relevaron perfiles de alta resolución (1:40) con espaciados de entre 10 a 100 m, destinados a la caracterización de facies y variabilidad interna de cada uno de los litosomas. En el relevamiento de los perfiles se describió la litología y se caracterizaron y orientaron las estructuras primarias y las superficies de significancia arquitectural.

3.3.3.4 Muestreo litológico y paleontológico

Se muestrearon sistemáticamente areniscas y conglomerados en cada uno de los perfiles relevados, con el objetivo de desarrollar una descripción petrográfica y una caracterización composicional de dichas litologías (Anexo 1.3). Por otro lado, se realizaron

TAREAS DE GABINETE / ANÁLISIS INTELECTUAL

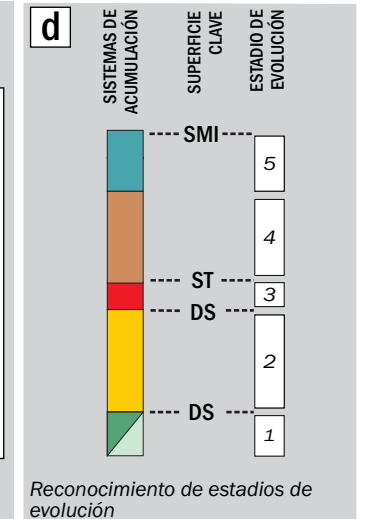
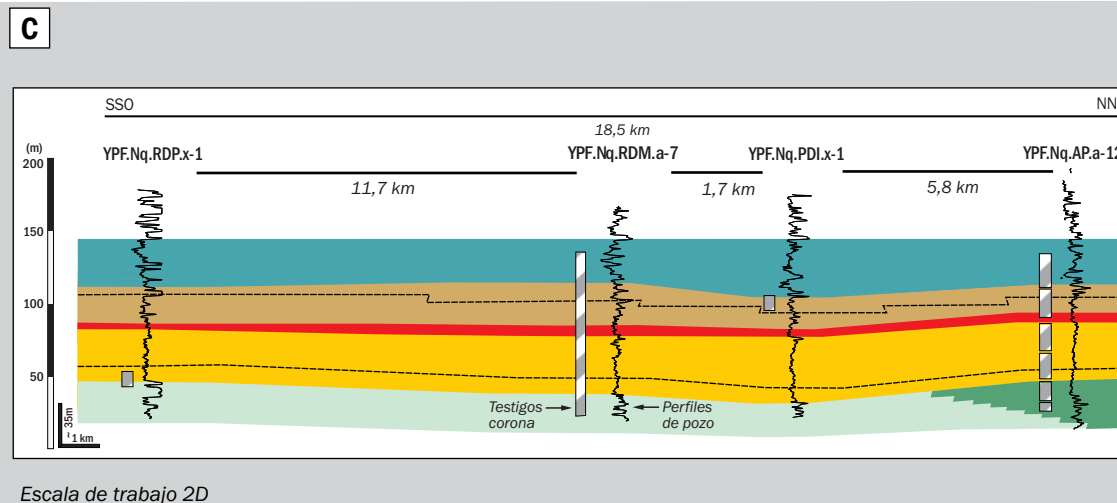
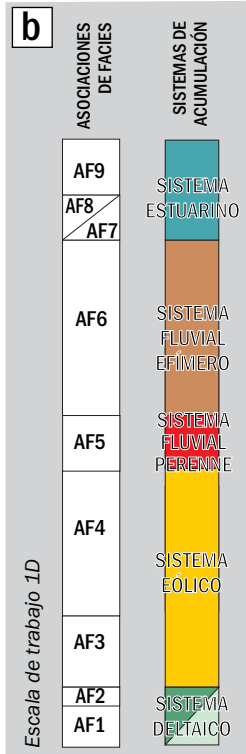
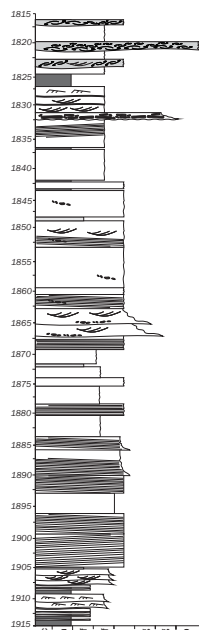
Elaboración de
sec. columnares

Asociaciones de facies y
sistemas de acumulación

Confección de transectas de correlación
e integración de los resultados alcanzados a escala 1D a todo un sector

Reconocimiento de sup. clave y
elaboración de esquema
secuencial

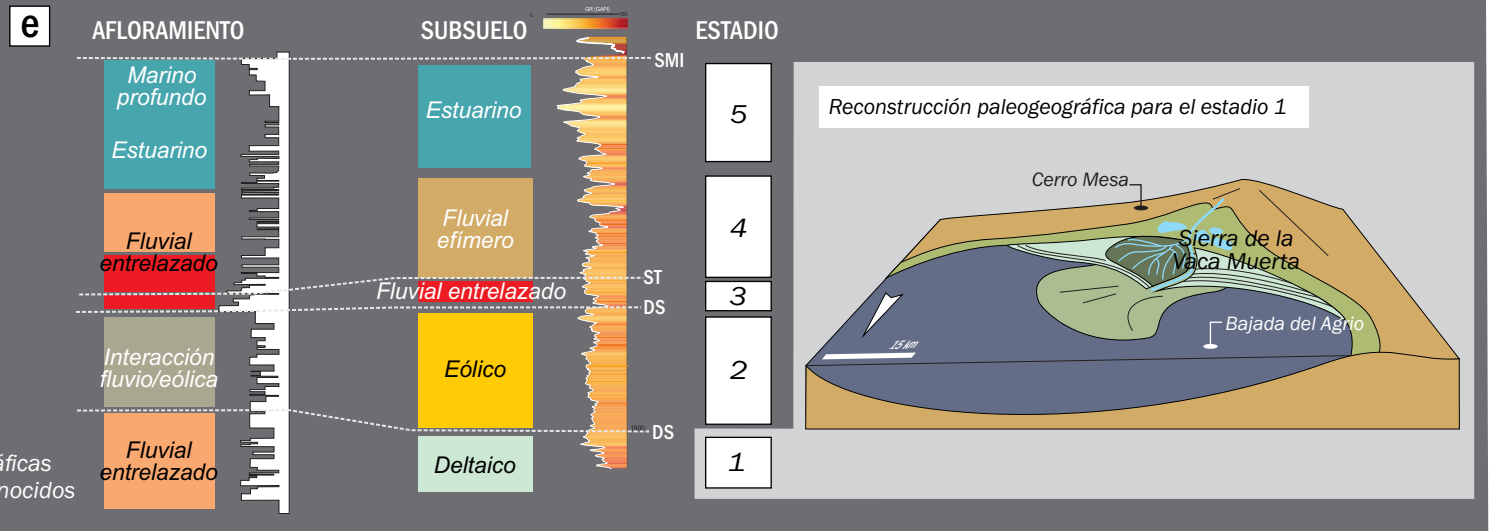
a
YPF.Nq.RDM.a-7



Combinación de los resultados alcanzados
en afloramiento y subsuelo, y confección
de transecta de correlación

Elaboración de un esquema de evolución
regional integrado

Confección de reconstrucciones paleogeográficas
para los distintos estadios de evolución reconocidos



muestreos paleontológicos y palinológicos cuyo posterior análisis y estudio fue realizado en colaboración con diferentes colegas. Por un lado, se muestrearon ejemplares pelíticos destinados a un análisis palinológico (Anexo 1.3), el cual fue realizado por la Dra. Valeria Pérez Loinaze y el Lic. Cosme Rombola (Museo Argentino de Cs. Naturales Bernardino Rivadavia, División Paleobotánica). También, se recolectaron restos de leños fósiles consignados para un estudio paleoflorístico (Anexo 1.4), el cual fue desarrollado por el Dr. Leandro Martínez (Museo de Cs. Naturales de La Plata-UNLP, División Paleobotánica). Finalmente, las muestras destinadas a estudios de microfósiles fueron encomendadas a la Dra. Ana Carignano (Museo de Cs. Naturales de La Plata-UNLP, División Paleozoología Invertebrados).

3.3.3.5 *Relevamiento de perfiles rayos gamma en superficie*

Se perfiló una de las secciones correspondiente al perfil Cerro Mesa (CM), mediante el empleo de un equipo HHSS (Hand Held Spectrometer System) GR-135G, con la finalidad de obtener la respuesta en perfil de las emisiones radiactivas correspondientes a las diferentes facies sedimentarias identificadas en superficie (Anexo 1.5, Anexo 2.5). Esta respuesta en superficie, pudo posteriormente compararse con la de los perfiles de pozo de las unidades en subsuelo. El relevamiento de medicaciones se realizó con un espaciado vertical de 0,5 m promedio obteniéndose en cada punto de registro valores totales y discriminados por los elementos K, U y Th en unidades ppm y cps.

3.3.4 **Recolección de datos en subsuelo**

La información de subsuelo fue aportada por las empresas YPF S.A. y Petrobras Energía S.A., mediante respectivos convenios de colaboración. Dentro de esta etapa de trabajo, se destinaron aproximadamente 60 días en los cuales se realizaron visitas a laboratorios para realizar la descripción de los testigos corona y recolectar información mediante las siguientes tareas:

3.3.4.1 *Descripción de testigos corona y relevamiento de perfiles de alta resolución*

Se describieron testigos corona pertenecientes a los Bloques Rincón del Mangrullo, El Mangrullo y sector sur de Aguada Pichana. De esta manera, se elaboraron perfiles sedimentológicos de detalle a partir de la descripción detallada de atributos litológicos, texturales, estructuras mecánicas y biogénicas, intensidad en el grado de bioturbación, contenido fósil y tafonomía. Se reconocieron y caracterizaron superficies de distinta jerarquía y se reconocieron arreglos con tendencias verticales diferentes (granocrecientes-granodecrecientes). Posteriormente al análisis de facies, se analizaron los perfiles de

potencial espontáneo, rayos gamma y densidad litológica disponibles del intervalo de interés, con la finalidad de obtener patrones en las respuestas de los perfiles de pozo vinculables a los distintos tipos y pases litológicos, como así también a los arreglos verticales identificados. Se tomaron fotografías digitales de detalle como así también, fotografías panorámicas de la totalidad de los testigos integrantes de cada una de las carreras para un mismo pozo. Los perfiles sedimentológicos de los testigos descriptos fueron representados gráficamente en formato digital (1:40), a los cuales se adjuntó ubicación de las fotografías tomadas y los datos de los perfiles de buzamiento e imágenes de pozo, con la finalidad de correlacionar tentativamente las facies identificadas con las direcciones de buzamiento de estructuras (paleocorrientes) y/o superficies clave.

De esta manera, se relevó un total de 6 perfiles sedimentológicos de alta resolución correspondientes a los pozos: YPF.Nq.RDM.a-7; YPF.Nq.AP.a-12, YPF.Nq:RDP.x-1, PBE.Nq.M-1026, PBE.Nq.M.a-1013, PBE.Nq.M-1038 (Fig. 3.2, 3.3, 3.7.a, Anexo 1.2, 2.6, 2.7, 2.8, 2.9, 2.10, 2.11), y se describió un registro total de 466,8 m. A partir de un primer análisis de la información se elaboró un esquema de distribución estratigráfica de los testigos corona y se corroboró que el registro analizado resultara representativo del intervalo de interés estudiado.

3.3.5 Tareas de laboratorio

3.3.5.1 Estudios petrográficos

Se preparó un total de 55 cortes delgados de las muestras de areniscas y en menor proporción de areniscas calcáreas (Anexo 1.2). Las láminas delgadas fueron realizadas en el Laboratorio de Cortes delgados del Centro de Investigaciones Geológicas, las cuales fueron posteriormente analizadas con un microscopio petrográfico Nikon® Eclipse E200. El estudio petrográfico consistió en el reconocimiento mineralógico y la determinación de los constituyentes esqueléticos y de la matriz de los tipos litológicos identificados (véase Anexo 3, *Análisis petrográfico*). Se estableció la selección (Harrell, 1984), redondez-circularidad (Powers, 1953) y contactos entre los clastos (Taylor, 1950); y se identificó también los tipos de cementos. En forma adicional, con el fin de obtener una clasificación composicional de las areniscas integrantes de la sucesión de interés y establecer probables áreas de aporte, se realizó una cuantificación de los componentes detríticos de las muestras de areniscas provenientes los afloramientos (Anexo 3.1, 3.4). Esta cuantificación se cotejó y combinó con valores de modas composicionales cuantificados en estudios petrográficos previos de los testigos corona (Anexo 3.5, 3.6). Esta información se presenta en forma apartada, en el Anexo 3.

3.3.6 Tareas de gabinete

Esta etapa comprendió el procesamiento y análisis de la información obtenida del afloramiento y del subsuelo (Fig. 3.6).

3.3.6.1 *Elaboración de secciones columnares*

Esta tarea consistió en la digitalización gráfica de 11 secciones columnares detalladas (perfiles tipo Selley) correspondientes a los perfiles relevados en afloramientos y subsuelo. Dichos perfiles fueron graficados en diferentes escalas (1:1000, 1:100 y 1:40), elaborando material de observación y sistematización de los datos necesarios para un posterior análisis (Fig. 3.7.a, 4.1, 5.1, 6.1 y Anexo 2).

3.3.6.2 *Análisis de facies y asociaciones de facies*

Se procedió a la definición de las facies observacionales sobre la base de litología, textura y estructuras sedimentarias primarias y biogénicas, y se seleccionó un código apropiado para su denominación e interpretación dinámica elemental basado en Miall (1977, 1978, 1996). Para la implementación del código se utilizaron letras mayúsculas en referencia a la litología y una o más letras minúsculas para describir la estructura sedimentaria (Tabla 4.1). Este análisis se desarrolla a continuación, en el capítulo 4 de este trabajo. Seguidamente de la definición de las facies sedimentarias, se abordó el análisis del ordenamiento vertical y lateral de dichas facies, y se identificaron y caracterizaron distintas asociaciones de facies (Fig. 3.7.b, Tabla 5.1 y 5.2). Por su parte, este último análisis se desarrolla en detalle en el capítulo 5.

3.3.6.3 *Análisis de las paleocorrientes*

El mismo consistió en el análisis estadístico de los datos de paleocorrientes a partir del software GEOrient® v.9.5.0. Para dicho análisis, los datos medidos fueron volcados en diagramas de rosas, discriminados por tipos de estructuras sedimentarias y distribuidos en relación a las diferentes unidades sedimentarias identificadas.

3.3.6.4 *Análisis arquitectural*

Se confeccionaron fotomosaicos y paneles arquitecturales, para el análisis 2D y 3D de los cuerpos canalizados del intervalo de interés de este estudio. De esta manera se definieron unidades sedimentarias a partir de las asociaciones de facies ya reconocidas, con la incorporación de datos arquitecturales tales como geometría del cuerpo, jerarquía de superficies de discontinuidad, orientación de las estructuras y distribución lateral y vertical de las facies asociadas. La confección de los fotomosaicos se realizó siguiendo los criterios

de Wizevich (1991) y Bridge *et al.* (2000), en los cuales se mapeó la geometría externa del cuerpo, como así también superficies de discontinuidad internas las que fueron clasificadas según los criterios de Bridge (1993, 2003). El desarrollo de este análisis se explica en detalle en el capítulo 5 (véase *apartado 5.2*) y se muestra junto a la caracterización de las diferentes asociaciones de facies (Figs. 5.2, 5.7, 5.11, 5.15, 5.18, 5.20, 5.22).

3.3.6.5 Confección de esquemas de correlación

Se elaboraron esquemas de correlación entre los perfiles relevados en afloramiento y subsuelo, destinados al análisis de la distribución espacial y estratigráfica de diferentes sistemas de acumulación (Fig. 3.7.c). Para la elaboración de dichos esquemas, se identificaron cambios en el diseño de apilamiento vertical de los sistemas de acumulación, presentes en los perfiles relevados. Estos cambios se registraron en los afloramientos y el subsuelo, y se identificaron sus respuestas específicas en los perfiles eléctricos de pozo con la finalidad de extrapolar las variaciones identificadas en los pozos sin testigos corona. De esta manera, se constató que los cambios verticales fueran reconocidos en forma sistemática en toda el área de estudio. Los cambios identificados y la naturaleza de los contactos permitieron definir diferentes superficies estratigráficas clave. Las superficies clave de igual expresión y significancia fueron identificadas en los distintos perfiles relevados, y se mapearon en los afloramientos en distancias kilométricas.

3.3.7 Análisis intelectual de la información

En esta etapa se integró la información obtenida a partir del análisis de los datos procedentes del afloramiento y el subsuelo. De manera que se combinó la información generada partir del análisis facial y arquitectural, y se analizó la distribución espacial y temporal de las diferentes asociaciones de facies reconocidas (Fig. 3.6). Durante esta etapa de elaboración intelectual se desarrollaron diferentes análisis.

3.3.7.1 Reconstrucción de los sistemas de acumulación en el espacio y tiempo

Este análisis consistió en el reconocimiento de intervalos caracterizados por un grupo de asociaciones de facies vinculadas genéticamente (Fig. 3.7.b). Estos grupos fueron identificados en los afloramientos y el subsuelo, y a partir de los mismos se definieron diferentes sistemas de acumulación. Para cada uno de los sistemas deposicionales reconocidos se elaboraron reconstrucciones y esquemas tridimensionales con la finalidad de mostrar la configuración simplificada de cada uno de ellos (Fig. 6.3, 6.4, 6.5, 6.6 y 6.7). De esta manera, el análisis de la distribución espacial de las asociaciones de facies y la

dinámica de cada uno de los sistemas de acumulación identificados, se presenta en detalle en el capítulo 6 de este trabajo.

3.3.7.2 Elaboración de esquemas estratigráfico-secuenciales y análisis de factores de control

La elaboración de esquemas estratigráfico-secuenciales tuvo lugar a partir de la identificación de cambios en el diseño de apilamiento estratigráfico de los sistemas de acumulación reconocidos dentro del intervalo de estudio (Fig. 3.7.c). Estos cambios se analizaron en combinación del reconocimiento de variaciones en la arquitectura sedimentaria y el grado de amalgamación de las unidades canalizadas. Los cambios identificados y la naturaleza de los contactos, permitió reconocer superficies clave con significado secuencial (Fig. 3.7.d). Los intervalos comprendidos entre las distintas superficies clave fueron vinculados con diferentes condiciones de tasa de acomodación y tasa de aporte de sedimentos, a partir de los cuales se definieron diferentes estadios dentro de un esquema de evolución (Fig. 3.7.d). De esta manera, se confeccionó un esquema de evolución regional integrado estableciendo el origen, instalación y evolución temporal de los diferentes sistemas de acumulación desarrollados durante el Valanginiano (Fig. 3.7.e). Las reconstrucciones paleogeográficas alcanzadas a partir de la integración de la información del área de estudio permitieron apreciar una historia evolutiva común para los distintos estadios integrantes de la sucesión estudiada. A partir de ello, se elaboraron criterios sólidos para la identificación de la Discontinuidad Intravalanginiana en la región centro-sur de Neuquén. El análisis de la distribución espacial y temporal de los distintos sistemas de acumulación y la reconstrucción paleogeográfica asociada se presentan en detalle en el capítulo 7 de este trabajo.

3.3.7.3 Predicción de distribución de posibles facies reservorios

El análisis de facies y asociaciones de facies incluyó la observación de características vinculadas a sus cualidades como reservorio. De esta manera, dicho análisis permitió incorporar al modelo de acumulación un carácter predictivo, el cual admite explicar desde un punto de vista genético la distribución de las probables facies reservorio dentro del área de estudio.

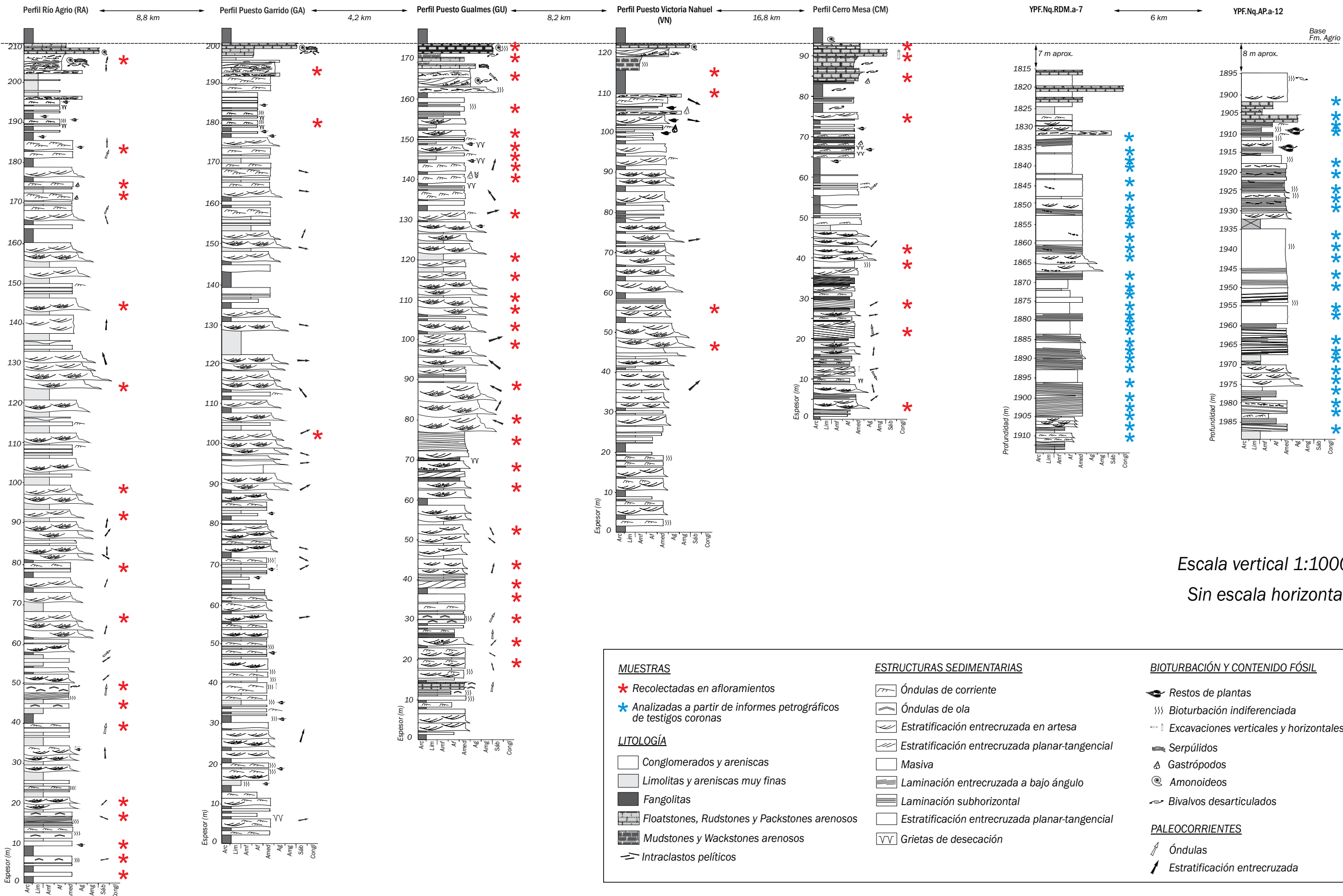
4.1. INTRODUCCIÓN

El estudio e interpretación del registro sedimentario se fundamenta principalmente en la comprensión de los procesos sedimentarios ocurridos y los factores de control asociados, para lo cual debe ser implementada una metodología descriptiva y objetiva (Reading y Levell, 1996). Esta metodología consiste en el análisis de facies comúnmente desarrollado en el estudio de sucesiones antiguas y modernas, la cual ha sido aplicada para el análisis de la sucesión de interés de este trabajo. De esta manera, el concepto de *facies* es aplicado en este trabajo para identificar a un cuerpo de roca sobre la base de características específicas, representativas de un proceso en particular y un conjunto de condiciones de sedimentación (Reading y Levell, 1996). La descripción detallada de la sucesión estudiada en afloramiento y subsuelo se muestra en los perfiles sedimentológicos de detalle relevados a escalas 1:1000, 1:100 y 1:40 respectivamente, reunidos en la Figura 4.1 y en el Anexo 1. La caracterización composicional y la clasificación de las arenitas se realizó mediante observaciones de campo y mediante el soporte del estudio de 55 secciones delgadas. En el Anexo 2 se adjuntan la composición modal y la clasificación de las areniscas obtenidas como resultado del análisis petrográfico. De esta manera, se ajustaron las modas granulométricas, las características texturales y la composición para el reconocimiento de las distintas facies sedimentarias y se diferenciaron cualitativamente areniscas terrígenas y mixtas.

Como resultado del análisis de facies se definieron 26 facies sedimentarias (Tabla 4.1) en función de su litología, textura, composición, estructuras sedimentarias y contenido paleontológico (Fig. 4.1). En primera instancia, en función de la composición y la proporción de componentes terrígenos extracuencales y carbonáticos intracuencales, se diferenciaron facies silicoclásticas y mixtas. Las *facies silicoclásticas* se integran principalmente por componentes terrígenos extracuencales y representan el grupo mayoritario de facies reconocidas en la sucesión analizada (22 de un total de 26 facies). En este caso, los componentes carbonáticos intracuencales pueden estar presentes en hasta un 15% como máximo. Por su parte, las 4 *facies mixtas* se conforman ampliamente por componentes

		CÓD.	TEXTURA	ESTRUCTURA INTERNA	GEOMETRÍA	BASES	ESCALA	ICNOFÓSILES	INTERPRETACIÓN
LITOFACIES SILICOLÁSTICAS	CONGLOMERADOS	Gt	Ortoconglomerados gruesos a finos, clasto-soportados	Estratificación entrecruzada en artesa	Lenticular	Erosiva	Sets de 0,15-1 m de espesor Cosets de hasta 3 m de potencia		Depósitos generados por la migración de barras gravosas subácueas 3D
		Gp	Ortoconglomerados medianos a finos, clasto-soportados y pobremente seleccionados	Estratificación entrecruzada planar	Lenticular	Erosiva	Sets de 0,20 a 0,60 m de espesor Cosets de hasta 1 m de espesor		Depósitos generados por la migración de barras gravosas transversales y/ó linguoides, en condiciones de descarga y transporte bajas
		Gh	Ortoconglomerados medianos a finos y sabulitas, clasto-soportados	Estratificación horizontal	Tabular	Erosiva	Sets de 0,20-1,40 m de espesor		Depósitos generados durante estadios de capa plana de bajo régimen de flujo a partir de flujos fluidos y turbulentos. Depósitos asociados a corrientes poco profundas de alta velocidad y desencauzadas
		Gg	Ortoconglomerados medianos a finos y sabulitas, clasto-soportados	Gradación inversa	Tabular	Erosivo	Intervalos de espesores inferiores a 0,15 m		Depósitos generado a partir de flujos de granos hiperconcentrados pseudoplásticos de baja resistencia. Carpetas de tracción generadas por flujos fluidos y turbulentos con una carga de lecho inercial
		Gm	Ortoconglomerados finos y sabulitas, clasto-soportados	Masiva	Tabular	Erosiva	Cuerpos de 0,3 a 1 m de potencia		Depósitos generados a partir de flujos gravitatorios subácueos (flujos de detritos o flujos de granos pseudoplásticos con una alta concentración de sedimentos, o por depositación súbita de flujos turbulentos con alta proporción de carga de lecho, de poca profundidad y en alto régimen de flujo
	ARENISCAS CONGL.	SGt	Areniscas gruesas a medianas asociadas a láminas conglomerádicas (sabulitas a grava gruesa), clasto-soportadas y de moderada selección	Estratificación entrecruzada en artesa	Lenticular	Erosiva	Sets con 0,10 a 0,50 m de potencia y hasta 2,5 m de ancho	Taenidium	Depósitos de carga de lecho de megaóndulas areno-gravosas 3D de crestas sinuosas a linguoides en el interior de canales, en condiciones de alto régimen de flujo
		SGm	Areniscas gruesas a medianas asociadas a sábulos y gravas finas dispersas con textura clasto-soportada	Masiva	Tabular	Erosiva	Intervalos de hasta 5 m de potencia	Taenidium	Depósitos generados por la desaceleración de flujos gravitatorios del tipo flujos de granos con una alta concentración de sedimentos en el cual los componentes más gruesos son transportados por flotabilidad
	ARENISCAS	St	Areniscas gruesas a finas, de moderada a buena selección y clasto-soportadas, y niveles de fangolitas	Estratificación entrecruzada en artesa. Arreglo granodecreciente. En ocasiones intraclastos pelíticos, sábulos o restos de leños fósiles concentrados en la base de los sets y/ó foresets. Moteado	Lenticular	Erosiva	Sets con 0,12 a 1,5 m de espesor y 1 a 5 m de ancho. Cosets de hasta 5 m de espesor	Palaeophycus Skolithos	Depósitos generados por la migración de megaóndulas arenosas 3D de crestas sinuosas a linguoides a partir de flujos fluidos y turbulentos en condiciones de moderado a alto régimen de flujo. Los niveles pelíticos serían producto de variaciones periódicas de la energía de las corrientes, con la posterior decantación a partir de suspensiones
		St(e)	Areniscas medianas a finas, muy bien seleccionadas	Estratificación entrecruzada en artesa Láminas centimétricas inclinadas en 15° a 20°, arenosas medianas y con forma de cuña, y arenosas finas y tabulares Láminas milimétricas con gradación inversa	Tabular	Neta	Sets de 0,2 a 5 m de espesor	Skolithos Digitichnus Arenicolites Palaeophycus	Depósitos generados a partir de la migración de dunas eólicas, como resultado de procesos de flujo de granos, caída de granos y migración de ondul eólicas en la cara de avalancha de las dunas
		Sp	Areniscas medianas a finas, clasto-soportadas y moderadamenre seleccionadas	Estratificación entrecruzada planar-tangencial. En ocasiones niveles pelíticos continuos, localizados en la base de foresets, intraclastos pelíticos y restos carbonosos	Lenticular	Erosiva	Sets de 0,3 a 0,5 m de espesor	Skolithos	Depósitos acumulados como resultado de la migración de megaóndulas 2D de crestas rectilíneas a partir de flujos fluidos y turbulentos, de moderado régimen de flujo
		Sm	Areniscas y vaques muy finas a medianas, clasto a matriz-soportadas y pobremente a bien seleccionadas	Masiva. Moteado. Arreglos granodecrecientes	Tabular	Neta	Cuerpos de hasta 8 m de potencia.		Depósitos generados por la desaceleración súbita de flujos gravitatorios subácueos hiperconcentrados o por la obstaculización de la migración de formas de lecho en sustratos influenciados por un nivel freático cercano a la superficie en ambientes áridos
		Sb	Areniscas y vaques medianos a muy finos, clasto a matriz-soportados y pobremente a moderadamente seleccionados	Masiva. Moteado, estructuras biogénicas, nódulos silíceos y clastos de arena gruesa dispersos	Tabular	Transicional	Cuerpos de hasta 10 m de espesor	Amplia variabilidad de icnogéneros (en ocasiones indistinguibles)	Masividad secundaria como resultado de la acción biogénica, pedogénesis, o cementación
		Sd	Areniscas medianas a finas clasto a matriz-soportadas y pobremente a bien seleccionadas	Deformación sinsedimentaria	Tabular	Neta	Cuerpos de 0,3 a 10 m de espesor		Depósitos generados por escape de fluido asociado a una sobrecarga de sedimentos
		Sh	Areniscas gruesas a finas, clasto-soportadas y moderadamente seleccionadas	Estratificación horizontal-capa plana Laminación entrecruzada de bajo ángulo Láminas masivas y/ó con gradación normal	Tabular y lenticular	Erosiva	Sets de 0,10 a 0,95 m de espesor Capas de 2 a 50 mm	Taenidium	Depósitos generados a partir de flujos fluidos y turbulentos en condiciones de transicionales entre moderado a alto régimen, a predominantemente supercríticas, en ambientes poco profundos y no canalizados
		Sh(e)	Areniscas medianas a muy finas, clasto-soportadas y muy bien seleccionadas	Laminación entrecruzada de bajo ángulo a horizontal (inclinaciones 5°-7°). Bimodalidad granulométrica y/ó cementación diferencial. Láminas milimétricas con gradación inversa de intralámina	Tabular	Neta	Sets de 0,15 a 1,5 m de espesor. Sucesiones de hasta 6 m de espesor	Pinolites Palaeophycus Arenicolites	Depósitos generados como producto de la migración de óndulas eólicas
		Sx	Areniscas y calcarenitas finas a muy finas, muy bien seleccionadas	Laminación entrecruzada monticular. Laminación entrecruzada en bajo ángulo (inclinaciones inferiores a 10°) hasta horizontal, con bases netas y topes ondulosos	Tabular	Neta	Sets de 0,05 a 0,3 m de potencia. Capas de hasta 0,5 m d espesor	Planolites Palaeophycus Asterosoma Teichichnus Chondrites Conichnus Cylindrichnus Bergaueria	Depósitos generados por la migración de óndulas 3D y simétricas, vinculados a la acción de flujos subácueos oscilatorios puros o combinados con una fuerte componente oscilatoria
		Sc	Areniscas medianas a muy finas, moderadamente a bien seleccionadas	Laminación ondulítica con escalonamiento crítico a supercrítico y óndulas asimétricas. En ocasiones mud drapes discontinuos y restos carbonosos. Índices de óndula mayores a 17	Tabular y lenticular	Neta	Sets de espesores máximos de 50 mm. Cosets de hasta 0,6 m de potencia	Gyrochorte Gordia Skolithos Arenicolites Chondrites	Depósitos generados por la migración de óndulas subácueas 2D y 3D a partir de fijos fluidos y turbulentos, en condiciones de bajo a moderado régimen de flujo
		Sw	Areniscas y calcarenitas finas a muy finas, bien seleccionadas	Laminación ondulítica en sentidos opuestos y ondul asimétricas y/o asimétricas. Índices de óndula comprendidos entre 5 y 11. Laminación tipo flaser. Grietas de sinéresis	Tabular	Neta	Sets de hasta 40 mm de espesor, en capas de hasta 0,15 m	Palaeophycus, Gyrochorte, Teichichnus y Conichnus. Fugichnia	Depósitos generados por la migración de óndulas 2D vinculadas a corrientes oscilatorias. Existencia de componentes unidireccionaes asociadas al flujo oscilatorio
	FACIES HETEROLÍTICAS	Hw	Areniscas finas a muy finas y fangolitas	Capas de areniscas de bases netas, topes con óndulas asimétricas, índices de óndula entre 6 y 17, laminación entrecruzada en bajo ángulo en direcciones de migración opuestas. Fangolitas masivas	Tabular	Neta	Intervalos de 0,3 a 2 m de potencia	Bergaueria, Conichnus, Cylindrichnus, Teichichnus y Palaeophycus	Depósitos generados como resultado de la alternancia entre procesos tractivos a partir de la acción de flujos subácueos oscilatorios y combinados, y procesos suspensivos
		Hb	Areniscas finas a muy finas, fangolitas y limolitas	Masiva con un alto grado de homogenización	Tabular	Neta	Intervalos de hasta 1,5 m	Bergaueria Conichnus Chondrites Teichichnus Palaeophycus Cylindrichnus Diplocraterion	Masividad secundaria producto de la intensa actividad biogénica
	PELITAS	Fl	Fangolitas, limolitas y menor proporción areniscas muy finas	Laminación horizontal. Alternancia rítmica entre láminas de fangolitas y limolitas (ó areniscas muy finas)	Tabular	Neta	Intervalos de hasta 1 m de espesor	Teichichnus Palaeophycus Planolites	Depósitos de decantación subácuea a partir de carga en suspensión. Cambios en la dinámica de transporte y en la producción de sedimento. Asimetría y cambios de velocidad de las corrientes mareales
		Fm	Fangolitas, limolitas y vaques muy finas	Masiva.Moteado. Rasgos pedogenéticos (slickensides, cutanes y agregado s). En ocasiones grietas de sinéresis	Tabular	Neta	Intervalos de 1 a 7 m de espesor	Teichichnus Palaeophycus Chondrites Taenidium	Depósitos de decantación subácuea por suspensión. Episodios de exposición subarérea ocasionales. Condiciones subácueas asociadas a anegamiento. Masividad secundaria producto de la intensa actividad biogénica y/o procesos pedogenéticos. Fluctuaciones en las condiciones de salinidad del medio subácueo
LITOFACIES MIXTAS	FLOATSTONES, RUDESTONES Y PACKSTONES ARENOSOS	Fm	Floatstone, matrizsoportado y con poca selección, integrado por bioclastos de 2 a 50 mm (40%) fango micrítico (50%) y cemento microesparítico (5%)	Masivo	Tabular a lenticular	Neta a erosiva	Capas de 0,20 a 0,95 m de espesor. Intervalos de hasta 2,30 m de potencia		Depósitos subácuos generados en ambientes marinos de baja energía. Depósitos condensados
		Rm	Rudstones y paraconglomerados bioclásticos finos a gruesos, matriz soportados y poco seleccionados	Masiva	Tabular e irregular	Erosiva	Capas de 0,15 a 0,5 m de potencia		Depósitos acumulados como producto de la erosión, transporte y acumulación de la acción de olas . Depositos del tipo "lags" vinculados a eventos transgresivos.
		RPp	Rudstones y packstones arenosos gruesos a muy finos, clasto soportados	Estratificación entrecruzada planar-tangencial	Lenticular	Erosiva	Sets 0,05-0,6 m de potencia. Paquetes de hasta 3,2 m de espesor	Ophiomorpha, Skolithos	Depósitos generados por la migración de megaóndulas 3D a partir de flujos fluidos y turbulentos de moderado a alto régimen de flujo
	MUDSTONES Y WACKSTONES ARENOSOS	MWm	Margas y calcarenitas muy finas a medianas dolomitizadas matriz-soportadas	Masiva. Moteado. Clastos cuarzosos, pelíticos y bioclastos articulados, desarticulados y distribuidos de modo aleatorio y/ó en posiciones convexas hacia arriba y hacia abajo, en ocasiones en arreglosglos granodecrecientes. Nódulos.	Tabular	Erosiva o neta	Intervalos de hasta 2 m de potencia	Ophiomorpha Palaeophycus Teichichnus Chondrites, Conichnus Glossifungites	Depósitos generados como producto de la decantación a partir de suspensiones en ambientes marinos profundos vinculados a condiciones de escasa a baja energía. Intensa actividad biogénica

Tabla 4.1. Litofacies definidas en los afloramientos y el subsuelo para la sucesión valanginiana de interés de este trabajo.



Escala vertical 1:1000
Sin escala horizontal

Figura 4.1: Distribución vertical de facies y muestras analizadas en los perfiles relevados en afloramientos y subsuelo. Las muestras pertenecen a facies arenosas, mixtas y carbonáticas. Se muestran perfiles sellados y simplificados (escala 1: 1000), y ubicación de muestras recolectadas en los afloramientos y muestras provenientes de análisis petrográficos previos.

carbonáticos intracuencales en los cuales la proporción de componentes carbonáticos en este grupo de facies es mayor al 15%.

Dentro del grupo de facies silicoclásticas las mismas fueron diferenciadas de acuerdo a su granulometría como: *facies conglomerádicas* (facies G, con una participación de los clastos mayores a los 2 mm mayor al 25%), *facies areno-conglomerádicas* (facies SG, con una participación de entre un 5% a un 25% por parte de materiales conglomerádicos), *facies arenosas* (facies S, dominadas por clastos de tamaños comprendidos entre 2 mm y 0,062 mm), *facies heterolíticas* (facies H, caracterizadas por una alternancia entre niveles arenosos y pelíticos) y *facies pelíticas* (facies F, con una participación mayoritaria por parte de materiales con diámetros inferiores a los 0,062 mm). Para su nomenclatura se utilizó el código propuesto por Miall (1977, 1978 y 1996), con algunas modificaciones implementadas debido a la variabilidad de facies reconocidas (Tabla 4.1). Por su parte, las facies mixtas fueron diferenciadas por su granulometría y textura como rudstones (R), floatstones (F) y packstones arenosos (P), y mudstones (M) y wackstones arenosos (W) (Tabla 4.1), y para su nomenclatura se implementó la clasificación de Dunham (1962) modificada por Embry y Klován (1972).

4.2 FACIES SILICOCCLÁSTICAS

4.2.1 Conglomerados

4.2.1.1 Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa (Gt)

Se integra de ortoconglomerados gruesos a finos, con textura clasto soportada, de pobre selección y buena consolidación. La facies se compone de clastos líticos plutónicos-volcánicos, sedimentarios y en menor proporción cuarzosos. Los clastos son subredondeados a subangulosos y se vinculan a una matriz arenosa mediana de coloración grisácea o rojiza (Fig. 4.2.a, b), lo que determina la tonalidad de la facies. La facies se caracteriza por presentar una estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 4.2.b), con sets entrecruzados que varían de 0,15 a 1 m de espesor, los cuales se organizan en cosets que alcanzan hasta 3 m de potencia. Con frecuencia los sets presentan internamente un arreglo granodecreciente.

Interpretación. La facies es interpretada como depósitos vinculados a la migración de dunas gravosas subácueas tridimensionales (Collinson et al., 2006), distribuidas en los sectores profundos de canales (Miall, 1977).

4.2.1.2 Conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp)

Consiste en ortoconglomerados medianos y finos, grano-soportados, pobremente seleccionados y bien consolidados. Se integra por clastos de composición principalmente lítica, y en menor proporción cuarzo-feldespática. La facies se caracteriza por una estratificación entrecruzada planar (Fig. 4.2.c), organizada en sets entrecruzados de 0,20 m a 0,60 m de espesor. Esta facies se reconoce en cuerpos de geometría lenticular, de espesores máximos de 1 m.

Interpretación. Estos conglomerados son interpretados como depósitos originados a partir del desarrollo de barras gravosas transversales y/o linguoides (Hein y Walker, 1977; Bridge, 2003).

4.2.1.3 Conglomerados con estratificación horizontal (Gh)

Esta facies se encuentra representada por ortoconglomerados medianos a finos y sabulitas, con textura clastosoportada y de moderada a pobre selección. La matriz aumenta su participación de modo localizado, y la facies adquiere una textura matriz soportada. La granulometría de los clastos varía de 2 a 30 mm y su composición es principalmente lítica volcánica-plutónica, cuarzosa y feldespática. Por su parte, la matriz es arenosa mediana y de coloración castaño rojiza o gris verdosa. Esta facies se caracteriza por una estratificación horizontal (Fig. 4.2.d) definida por estratos de 5 a 15 cm de espesor, y en ocasiones representada por grupos de clastos alineados que definen láminas sabulíticas y conglomerádicas (Fig. 4.2.d). Con frecuencia, los clastos presentan imbricación de su eje mayor. La facies se presenta en cuerpos de geometría tabular, de 0,20 a 1,40 m de espesor.

Interpretación. Los conglomerados con estratificación horizontal se interpretan como depósitos generados durante estadios de capa plana de bajo régimen de flujo, a partir de flujos fluidos y turbulentos. En este contexto, la acumulación a partir del desplazamiento de mantos gravosos desarrollaría una estratificación horizontal (Bridge y Demico, 2008). Los grupos de clastos sabulíticos o gravosos representarían núcleos de granos temporariamente inmóviles, comúnmente desarrollados en capas planas de bajo régimen de flujo (Bridge y Demico, 2008). Estos depósitos pueden ocurrir en el lomo, cabecera y en el sotavento de dunas y barras fluviales (Bridge, 2003), como así también depósitos vinculados a corrientes poco profundas y desencauzadas (Miall, 1978).

CONGLOMERADOS

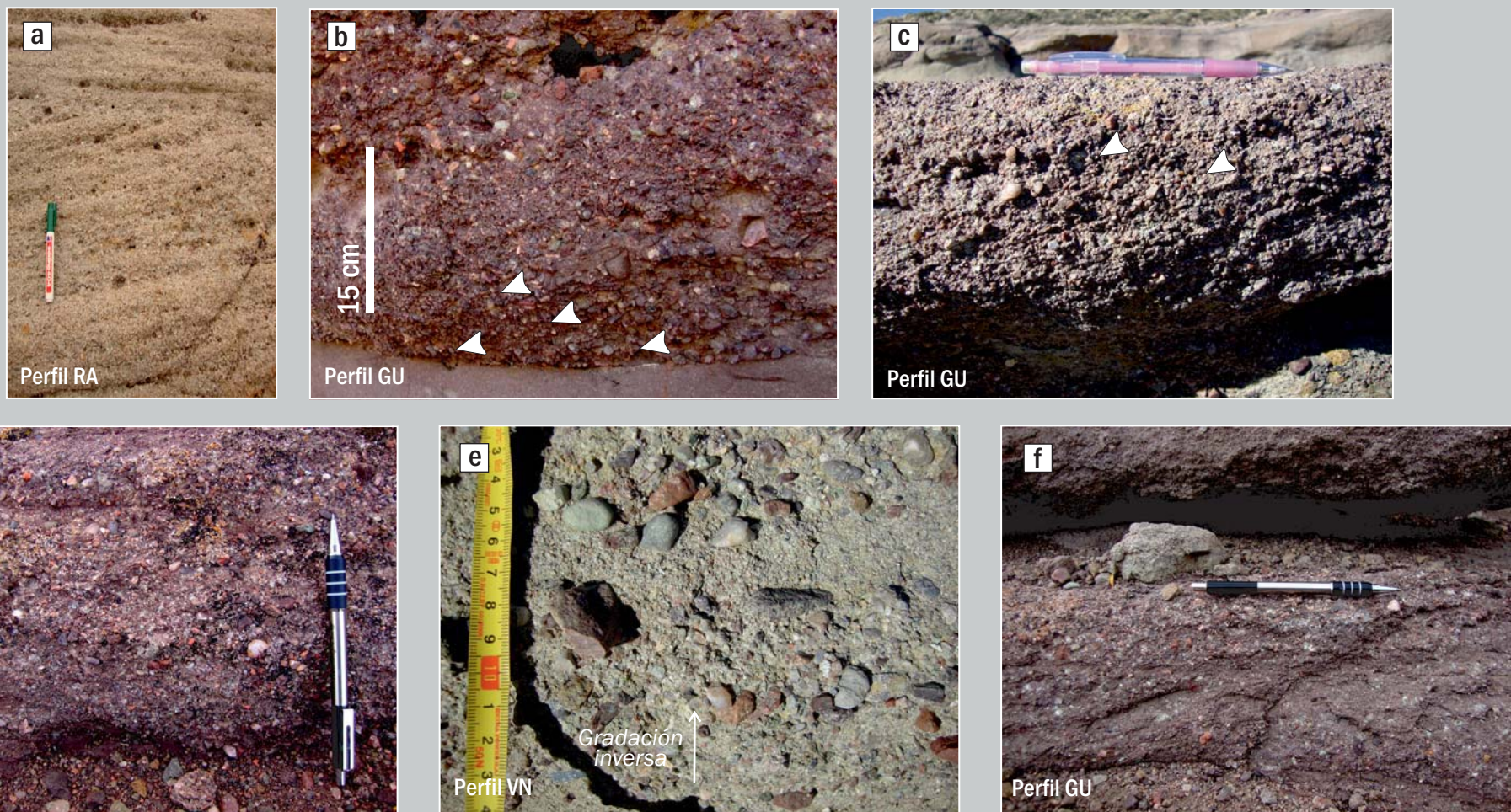


Figura 4.2. a) y b) Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa (Gt), las flechas blancas indican la orientación de las caras frontales entrecruzadas. c) Conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp), las flechas blancas indican la orientación de las caras frontales entrecruzadas. d) Conglomerados con estratificación horizontal (Gh), las flechas blancas indican planos de estratificación. e) Conglomerados con gradación inversa (Cg), nótese la composición mayormente lítica de los clastos. f) Conglomerados masivos (Gm).

4.2.1.4 Conglomerados con gradación inversa (Gg)

Esta facies se integra de ortoconglomerados medianos a finos y sabulitas, con textura clasto soportada y de moderada selección. El tamaño medio de los clastos es de 5 mm y su diámetro máximo alcanza los 30 mm. La composición de los clastos es principalmente lítica y volcánica-granítica. Los clastos se asocian a una matriz arenosa mediana cuya proporción no supera el 10%. La facies se distingue por una gradación inversa (Fig. 4.2.e), presente en capas reducidas y de espesores inferiores a 0,15 m.

Interpretación. Los conglomerados con gradación inversa son interpretados como producto de la acumulación a partir de flujos de granos hiperconcentrados pseudoplásticos de baja resistencia, o bien, flujos fluidos y turbulentos con una carga de lecho inercial (Miall, 1978). Por su parte, Sohn (1997) interpretó depósitos de conglomerados gradados como depósitos de carpetas de tracción generadas a partir de flujos turbulentos. Las carpetas de tracción se conforman por una “zona friccional” (donde se concentra más de 80% de la carga de lecho) y una “zona colisional” (donde el material grueso comprende del 15 al 80%). Según Sohn (1997), con frecuencia se desarrolla una gradación inversa como resultado de un gradiente vertical de la presión dispersiva en el tope de la zona friccional, que permite la incorporación de los clastos gravosos hacia la zona colisional. Según Miall (1996) estos depósitos podrían desarrollarse en el interior de canales fluviales.

4.2.1.5 Conglomerados masivos (Gm)

Se compone de ortoconglomerados finos y sabulitas, con textura clasto soporte y carentes de estructura primaria (Fig. 4.2.f). El tamaño medio de los clastos es de 10 mm, mientras que el diámetro máximo alcanza los 40 mm. Presentan una composición principalmente lítica, riolítica-andesítica y, en menor proporción, granítica. Esta facies también porta intraclastos pelíticos de tamaños inferiores a los 50 mm y de pobre consolidación. Normalmente los clastos se distribuyen sin una orientación en particular. La facies conforma cuerpos de geometría lenticular o tabular, con bases erosivas y espesores comprendidos entre 0,3 y 1 m.

Interpretación. Esta facies representaría depósitos generados a partir de flujos gravitatorios subácueos, ya sean flujos de detritos o flujos de granos pseudoplásticos con una alta concentración de sedimentos (Miall, 1978). Por su parte, Ramos y Sopeña (1983) interpretan depósitos de conglomerados masivos como resultado de una deposición súbita por parte de flujos turbulentos, con una alta proporción de carga de lecho y de poca profundidad, bajo condiciones de alto régimen de flujo. Estos depósitos también fueron interpretados por Miall (1978) como depósitos de carga de fondo, del tipo residuales o

“lags” basales, correspondientes a las zonas centrales y/o a las cabeceras de barras gravosas.

4.2.2 Areniscas conglomerádicas

4.2.2.1 Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (SGt)

Esta facies está representada por areniscas gruesas a medianas asociadas a láminas psefíticas, de tamaño sabulítico hasta grava mediana. Las areniscas presentan una moderada selección, textura clastosuportada, su composición es mayormente lítico-feldespática y presentan muy buena consolidación. Esta facies presenta estratificación entrecruzada en artesa de mediana a gran escala (Fig. 4.3.a), cuyos sets varían entre 0,10 a 0,50 m de potencia y alcanzan hasta 2,5 m de ancho. Por su parte, los clastos psefíticos no superan los 50 mm de diámetro, y son mayormente líticos de origen plutónico-volcánico o bien sedimentario (Fig. 4.3.b). Dichos clastos se localizan preferentemente en la base de los sets, y en menor medida, sobre las caras frontales. Estos sets, independientemente de la escala, se organizan en cosets de hasta 3 m de espesor, cuyas bases se reconocen por la presencia de clastos psefíticos de mayor calibre o bien, intervalos pelíticos entre medio de los mismos.

Interpretación. La facies se interpreta como depósitos de carga de lecho, generados a partir de la migración de dunas areno-gravosas tridimensionales, probablemente de crestas sinuosas a linguoides (Collinson et al., 2006). Las diferentes dimensiones observadas en los sets entrecruzados se interpretan como probables cambios en el tamaño de las dunas, los cuales podrían deberse a variaciones en la profundidad del medio subacuático o en la velocidad promedio de la migración de las dunas. Estos depósitos podrían haberse desarrollado en los sectores más profundos de un canal y constituirían el relleno del fondo del mismo (Miall, 1978). Por su parte, Bridge (2006) reconoce depósitos similares en la cabecera, sectores medios y en la cola de barras de origen fluvial, y en formas de lecho sobreimpuestas sobre barras fluviales de mayor escala.

4.2.2.2 Areniscas conglomerádicas masivas (SGm)

La facies se integra principalmente por areniscas gruesas a medianas, y en menor proporción por gravas medianas y sábulos dispersos (Fig. 4.3.c). Las areniscas presentan buena a moderada selección, textura clasto-sostén, y clastos subangulosos a redondeados (Fig. 4.3.d). La composición de las areniscas es principalmente lítica-riolítica a feldespática y presentan una buena consolidación. Por su parte, los clastos de grava muestran tamaños medios de 15 mm y se presentan pobremente seleccionados y su composición es

ARENISCAS CONGLOMERÁDICAS



ARENISCAS

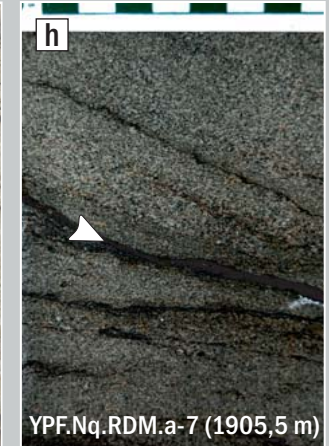
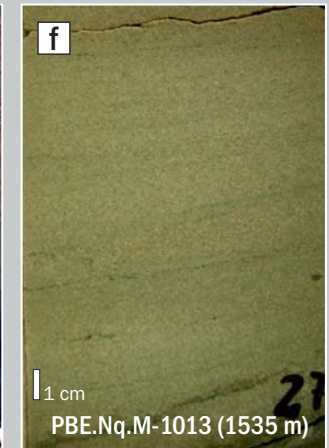


Figura 4.3. a) y b) Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (SGt), nótese los clastos alineados a los *foresets* entrecruzados. Las flechas blancas indican el plano sobre el cual los clastos se observan alineados. c) y d) Areniscas conglomerádicas masivas (SGm), nótese en d) los clastos líticos volcánicos, graníticos, feldespáticos y cuarzosos. e) - h) Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St). Las flechas blancas indican intercalaciones pelíticas.

principalmente lítica volcánica-plutónica, sedimentaria, y feldespática-cuarzosa (Fig. 4.3.d). La facies se caracteriza por una estructura masiva primaria (Fig. 4.3.c, d), donde los clastos gruesos se distribuyen de modo aleatorio. En ocasiones se reconocen rasgos biogénicos representados por tubos verticales y horizontales, de menos de 10 mm de diámetro y rellenos del sedimento correspondiente a la facies suprayacente, que se atribuyen al icnogénero *Taenidium*. La facies se presenta en cuerpos de geometría tabular, de bases erosivas y de hasta 4,8 m de espesor.

Interpretación. Estos depósitos se interpretan como originados a partir de la desaceleración de flujos gravitatorios, ya sean flujos de detritos o flujos de granos pseudoplásticos hiperconcentrados (Cronin *et al.*, 1997; Hornung *et al.*, 2007) dentro del cual los componentes más gruesos son transportados por flotabilidad (Miall 1978, 1996). El icnogénero *Taenidium* ha sido descrito para ambientes vinculados a una alternancia entre condiciones subácueas y subaéreas, sustratos arenosos y pelíticos, y no consolidados (Buatois y Mángano, 2011).

4.2.3 Areniscas

4.2.3.1 Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St)

Esta facies comprende areniscas gruesas a finas, textura clasto soportada, de moderada a buena selección y buena consolidación. Ocasionalmente portan gránulos de sábulo, intraclastos pelíticos, bioclastos de bivalvos y/o restos de troncos, concentrados de manera localizada en la base de los sets entrecruzados. Esta litofacies se caracteriza por la presencia de sets con estratificación entrecruzada en artesa de diferentes escalas (Fig. 4.3.e-h), desde tamaños mínimos de 0,12 m de espesor por 1 m de ancho, hasta 1,5 m de espesor por 5 m de ancho. En ocasiones los sets entrecruzados están limitados por superficies de reactivación donde presentan delgados recubrimientos pelíticos. Los sets se organizan en cosets que alcanzan los 2,5 m de espesor. En los sectores basales de las caras frontales eventualmente se preservan láminas pelíticas con restos carbonosos (Fig. 4.3.g, h). Internamente la facies desarrolla un arreglo granodecreciente, concentrándose los mayores calibres en la base de los sets e incrementando la participación de matriz fangosa hacia el tope de ésta. En ocasiones se reconocen excavaciones horizontales y verticales correspondientes los icnogéneros *Palaeophycus* y *Skolithos*.

Interpretación. Las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa se interpretan como depósitos de carga de fondo, generados durante la migración de megaóndulas arenosas tridimensionales de crestas sinuosas a lingüoides (Collinson *et al.*, 2006), a partir

de flujos fluidos turbulentos y tractivos (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999). Las variaciones en la escala de los sets podría deberse a variaciones en la tasa promedio de acumulación respecto a la tasa de migración de la forma de lecho, cambios en la profundidad a las cuales migra la forma de lecho, variaciones en la velocidad del flujo, o cambios en la geometría y en la tasa de migración individual de la forma de lecho durante su migración (Leclair y Bridge, 2001; Bridge y Demico, 2008). En aquellos casos en que se distinguen recubrimientos pelíticos entre las caras frontales y en la base de los sets, podría deberse a una fuerte variación periódica de la energía de las corrientes durante la cual, inclusive tendrían lugar períodos de decantación (Shanley *et al.*, 1992; Collinson *et al.*, 2006). Por su parte, en aquellos intervalos en donde esta facies se asocia a estructuras biogénicas de domicilio horizontales y verticales sugiere la colonización eventual del sustrato por organismos detritívoros y filtradores respectivamente (MacEachern *et al.*, 2007).

4.2.3.2 Areniscas bimodales con estratificación entrecruzada en artesa (St(e))

Se tratan de areniscas medianas y finas, muy bien seleccionadas y de coloración blanquecina a castaña rojiza. Esta facies presenta una estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 4.4.a, b), en sets de geometría lenticular a tabular y espesores comprendidos entre 0,2 y 5 m. En ocasiones, la estructura puede verse como planar-tangencial. Las caras frontales o láminas (Hunter, 1977) muestran inclinaciones promedio comprendidas entre 15° y 31°, e incrementan gradualmente su inclinación hacia el tope del set (Fig. 4.4.a). Estas láminas son de escala centimétrica (0,3 a 5 cm) y se presentan o bien como láminas de geometría cuneiforme, masivas y formadas por areniscas medianas, o como láminas tabulares y masivas, pero de areniscas finas (Fig. 4.4.a, b). Las láminas también pueden ser de escala milimétrica y mostrar gradación inversa de intralámina (Fryberger y Schenk, 1988). En ocasiones la estructura se reconoce perturbada por excavaciones biogénicas correspondientes a los icnogéneros *Digitichnus*, *Arenicolites*, *Skolithos* y *Palaeophycus*.

Interpretación. La facies se interpreta como depósitos originados a partir de la migración de dunas eólicas. Las láminas centimétricas arenosas medianas, masivas y de geometría cuneiforme se interpretan como el producto del proceso de flujo de granos (*grainflow*) (Hunter, 1977), mientras que las láminas centimétricas de areniscas finas, masivas y de geometría tabular serían en este caso el resultado del proceso de caída de granos (*grainfall*) (Hunter, 1977). Por su parte las láminas milimétricas con gradación inversa de intralámina se interpretan como el producto del proceso de migración de óndulas eólicas (Hunter, 1977). Los tres procesos indicados habrían tenido lugar sobre la cara de

ARENISCAS

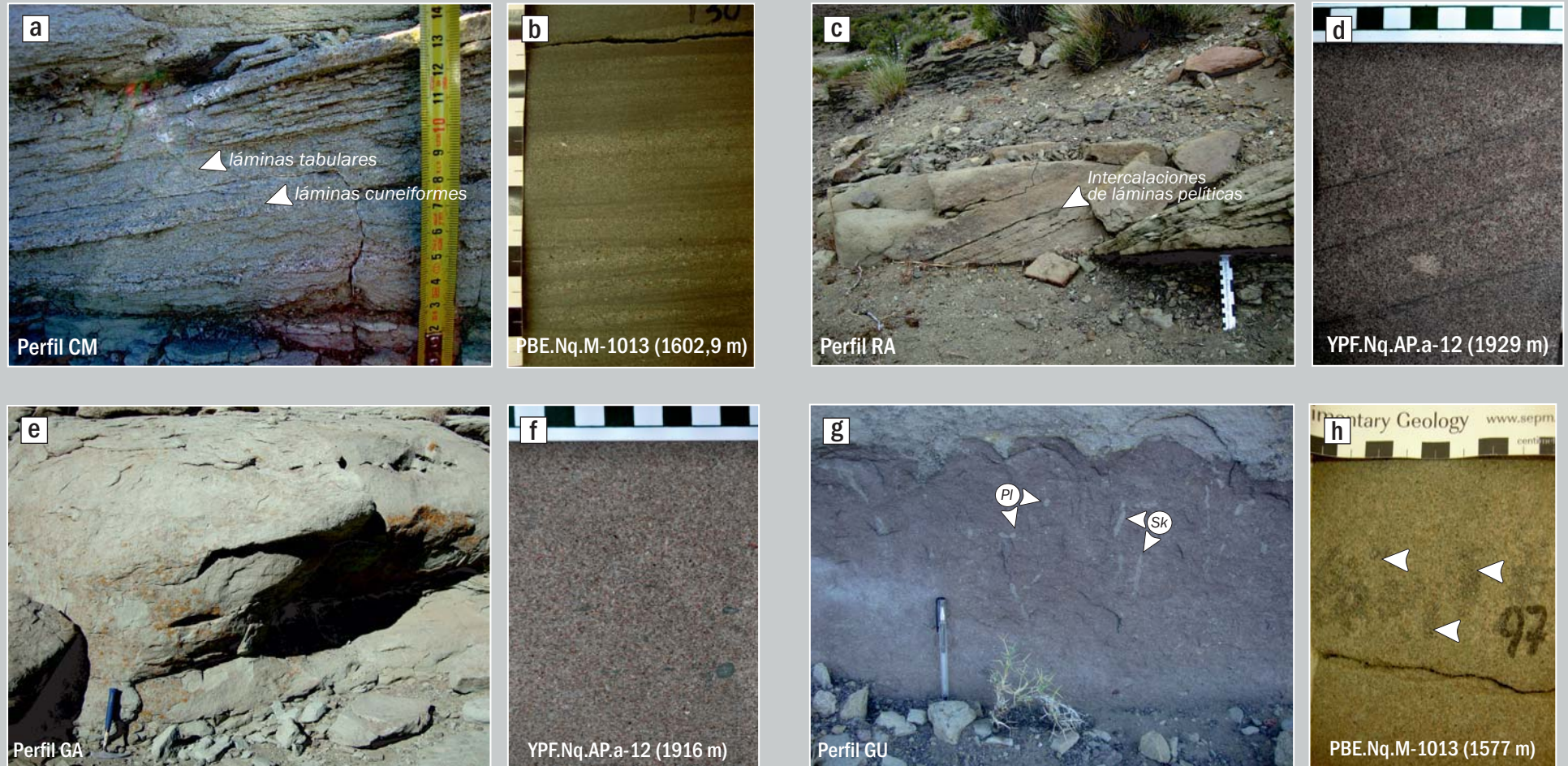


Figura 4.4. a) y b) Areniscas bimodales con estratificación entrecruzada en artesa (St(e)), nótese en a) la alternancia entre laminas mediana cuneiformes y láminas finas tabulares. c) y d) Areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp), la flecha blanca indica intercalaciones de láminas pelíticas. e) y f) Areniscas masivas primarias (Sm). g) y h) Areniscas bioturbadas (Sb). Sk: *Skolithos*, Pl: *Planolites*

avalancha de dunas eólicas durante su migración. La presencia conjunta de los icnogéneros *Digithichnus*, *Arenicolites*, *Skolithos* y *Palaeophycus* sugiere la colonización eventual de sustratos vinculados a condiciones ambientales de extrema aridez (Buatois y Mángano, 2011).

4.2.3.3 Areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp)

Corresponden a areniscas medianas a finas, clasto soportadas, moderadamente seleccionadas y de coloración blanquecina verdosa y castaña rojiza. Se caracterizan por poseer una estratificación entrecruzada planar (Fig. 4.4.c, d). Esta estructura se presenta en sets de geometría tabular y espesores de 0,15 y 0,4 m. En ocasiones las caras frontales de los sets pueden ser ligeramente tangenciales hacia la base o estar revestidas por recubrimientos pelíticos. Los sets pueden concentrar en la base litoclastos de tamaño sabulítico, intraclastos pelíticos y restos carbonosos. En ocasiones los sets se muestran perturbados por trazas fósiles del icnogénero *Skolithos*.

Interpretación. La facies se interpreta como depósitos de carga de fondo generados a partir de la migración de megaóndulas bidimensionales y de crestas rectilíneas (Collinson et al., 2006; Bridge y Demico, 2008). Estos depósitos son originados por flujos fluidos traccionales y turbulentos (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999). El desarrollo de geometrías tangenciales en la base de algunas de las caras frontales se interpretan como fluctuaciones en la velocidad del flujo (Bridge, 2003; Bridge, 2006). En aquellos casos en que estas dunas se asocian con recubrimientos de fango, podría indicar periodos de decantación de material en suspensión durante variaciones periódicas en la energía de las corrientes. La presencia de tubos verticales de domicilio sugiere la colonización eventual por organismos filtradores en ambientes subácueos, vinculados a sustratos arenosos y seleccionados (MacEachern et al., 2007).

4.2.3.4 Areniscas masivas (Sm)

Esta facies se caracteriza por mostrar un aspecto masivo y una ausencia de estructuras mecánicas o biogénicas (Fig. 4.4.e, f). La misma se encuentra representada por areniscas y vaques medianos a muy finos, de moderada a pobre selección. Las areniscas masivas se presentan en intervalos de espesores de hasta 5 m, o pueden conformar cuerpos tabulares de reducido espesor (5-50 cm), que integran sucesiones grano y estratocrecientes.

Interpretación. Estas areniscas masivas se interpretan como depósitos generados a partir de la desaceleración de flujos gravitatorios subácueos hiperconcentrados (Miall, 1978;

Collinson *et al.*, 2006), por lo que se interpretan como de origen primario. Por su parte, Kocurek y Nielson (1986) interpretan depósitos de areniscas masivas de origen primario como el resultado de procesos relacionados con la obstaculización de la migración de formas de lecho que ocurre sobre sustratos arenosos en ambientes áridos, cuando el nivel freático mantiene posiciones cercanas a la superficie de acumulación. En este contexto, la arena sería adherida al sustrato por influencia del nivel freático cercano a la superficie y se acumularía de manera agradacional.

4.2.3.5 Areniscas y calcarenitas bioturbadas (Sb)

Esta facies está conformada por areniscas, vaques y areniscas calcáreas medianas a muy finas, moderadamente a pobremente seleccionadas. Se caracterizan por mostrar un aspecto masivo (Fig. 4.4.g, h), moteado y una alta proporción de estructuras biogénicas, generalmente indiferenciables. También pueden estar presentes nódulos silíceos. Comúnmente la facies se distribuye en el tope de los cuerpos arenosos que integra y muestra contactos transicionales con la facies infrayacentes.

Interpretación. La estructura masiva presente en la facies descrita podría deberse a diferentes procesos tales como bioturbación, pedogénesis, y/o cementación (Pye y Tsoar, 2009), por lo que se la interpreta como de origen secundario. El desarrollo de niveles intensamente bioturbados podría tener lugar en ambientes subácueos asociados a bajas condiciones de estrés del medio (salinidad normal, buena oxigenación, baja turbidez del agua), como así también en ambientes subaéreos asociados a una baja tasa de sedimentación (Buatois y Mángano, 2011).

4.2.3.6 Areniscas con deformación sinsedimentaria (Sd)

Esta facies se caracteriza por areniscas medianas a finas, moderadamente seleccionadas, las cuales se caracterizan por presentar rasgos de deformación sinsedimentaria en el interior de las capas, como replegación convoluta a distintas escalas, o en sus bases, como deformación por carga (Fig. 4.5.a, b). La facies se presenta en intervalos de entre 0,30 hasta 10 m de espesor, regularmente delimitados por contactos netos.

Interpretación. La presencia de rasgos de deformación serían el producto de procesos postdeposicionales, tales como escape de fluidos por sobrecarga de sedimento (Collinson *et al.*, 2006).

4.2.3.7 Areniscas con estratificación horizontal (Sh)

Facies representadas por areniscas gruesas a muy finas, moderadamente a bien seleccionadas, bien consolidadas y de coloración gris verdosa, blanquecina y castaño morada. En ocasiones se reconocen sábulos dispersos, cuya abundancia no supera el 10%. Las areniscas presentan estratificación entrecruzada en ángulos inferiores a los 15° (7°-10°) (Fig. 4.5.a) u horizontal o capa plana (Fig. 4.5.d). La misma se encuentra definida a partir de la sucesión vertical de láminas de geometría tabular, internamente masivas, aunque en ocasiones presentan gradación normal (Fig. 4.5.d), y en su tope pueden mostrar lineación *parting* (Fig. 4.5.e). Dichas láminas presentan entre 2 y 50 mm de espesor (Fig. 4.5.d) y se organizan en sets de espesores variables entre 0,10 y 0,95 m, limitados por superficies netas. Dentro de los sets las láminas se distribuyen de modo paralelo entre sí y respecto a la base del set. Esta facies integra cuerpos de geometría tabular o lenticular, con bases erosivas y topes netos.

Interpretación. Se la interpreta como depósitos generados a partir de flujos fluidos y turbulentos, bajo condiciones transicionales entre moderado a alto régimen de flujo, a predominantemente supercríticas (Miall, 1977; Rust, 1978; Fielding, 2006). Dichos depósitos se desarrollarían, de preferencia, en ambientes subácuos poco profundos y no canalizados (North y Taylor, 1996; Collinson et al., 2006).

4.2.3.8 Areniscas bimodales con laminación horizontal (Sh(e))

Esta facies comprende areniscas medianas a muy finas, en láminas muy bien seleccionadas, muy consolidadas y de coloración castaño morada. Se caracterizan por una laminación horizontal a entrecruzada de bajo ángulo, con inclinaciones medidas entre 5° y 7° (Fig. 4.5.f, g), y espesores de 2 a 50 mm. La estructura se encuentra definida a partir de la alternancia entre láminas basales muy finas y láminas suprayacentes de mayor espesor, calibre (Fig. 4.5.g) y con cementación diferencial. Las láminas internamente son masivas, pero en ocasiones presentan gradación inversa de intralámina (*pin stripe lamination*; Fryberger y Schenk, 1988). Los sets entrecruzados varían entre 0,15 y 1,5 m de espesor y se delimitan por superficies netas, con frecuencia representadas por clastos de arena gruesa alineados (Fig. 4.5.g) y láminas compuestas por minerales pesados. Esta facies se presenta en capas tabulares de hasta 6 m de espesor y se vinculan con facies infrayacentes a partir de pasajes transicionales, o bien como una superficie neta. Con frecuencia la laminación se presenta levemente disturbada por tubos horizontales correspondientes a los icnogéneros *Planolites* y *Paleophycus*, y tubos verticales asignables al icnogénero *Skolithos*.

ARENISCAS

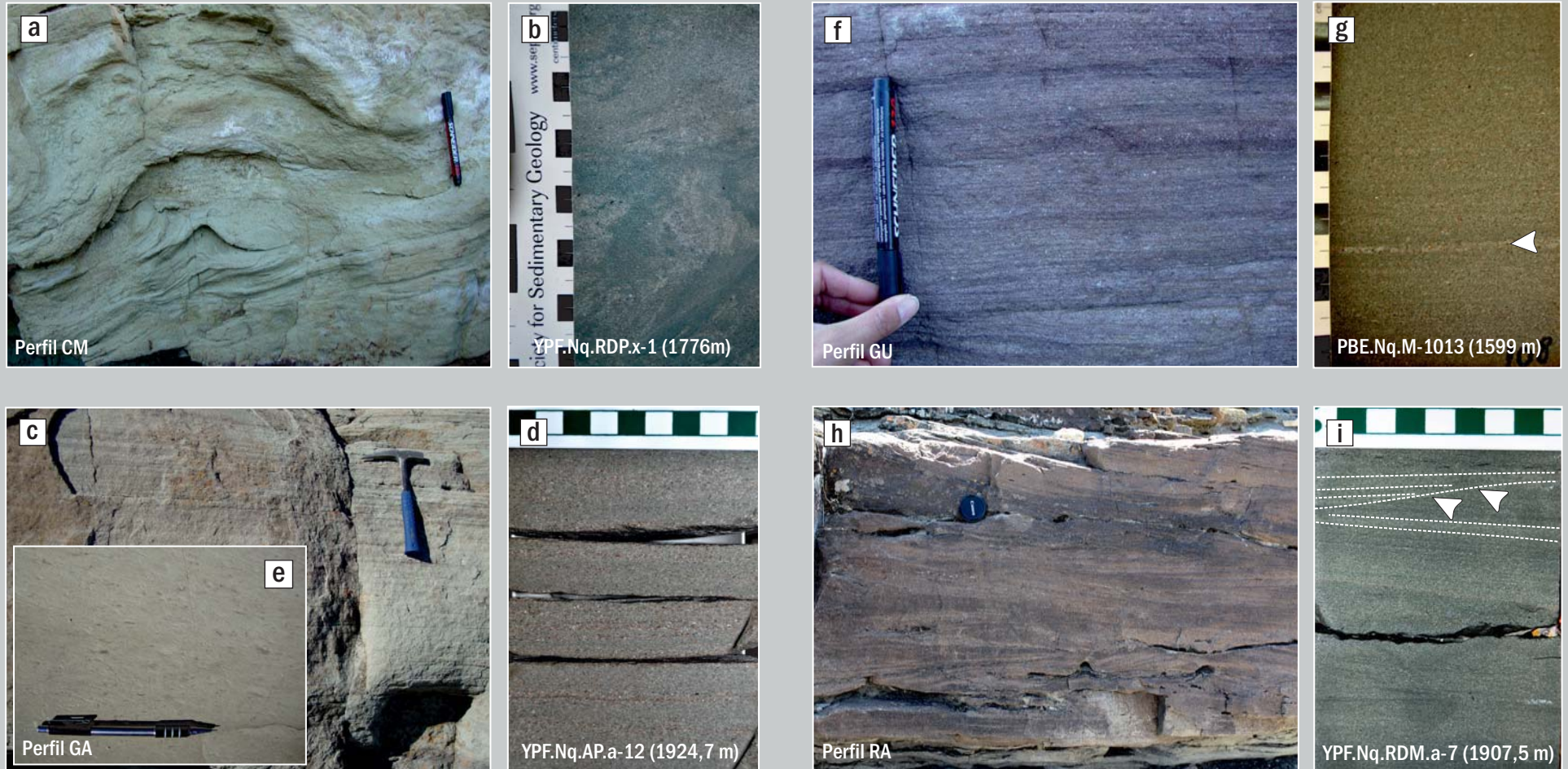


Figura 4.5. a) y b) Areniscas con deformación sinsedimentaria. c) - e) Areniscas con estratificación horizontal (Sh), nótese en d) estratos inclinados en bajo ángulo y en e) detalle de laminación parting sobre el tope de una de las láminas. f) y g) Areniscas bimodales con laminación horizontal (Sh(e)), nótese la bimodalidad granulométrica de las láminas y se indica con flecha blanca lámina de granos de arena gruesa a mediana. h) e i) Areniscas con estratificación entrecruzada monticular (Sx), las flechas blancas indican superficies cóncavas-convexas sobre la cuales truncan la láminas suprayacentes.

Interpretación. Esta facies es interpretada como depósitos desarrollados bajo condiciones subaéreas, a partir de la migración de óndulas eólicas (Hunter, 1977; Collinson et al., 2006) sobre superficies horizontales, o bien de bajo ángulo. El desarrollo de icnofábricas de *Planolites-Paleophycus* y *Skolithos* sugiere el desarrollo de una colonización oportunista en ambientes inhóspitos vinculados a mantos de arena eólicos (Buatois, 2011).

4.2.3.9 Areniscas y calcarenitas con estratificación entrecruzada monticular (Sx)

Esta facies comprende areniscas y calcarenitas (areniscas con menos del 15% de componentes bioclásticos intracuencales) finas a muy finas, bien seleccionadas, de coloración gris verdosa, con estratificación entrecruzada monticular (Fig. 4.4.h, i). Esta estratificación es delgada, de bajo ángulo (inclinaciones menores a los 10°) y hasta horizontal, con bases netas (en ocasiones erosivas) y topes ondulosos en ocasiones revestidos por fango. Con frecuencia, esta estratificación desarrolla formas cóncavas y convexas (Fig. 4.5.i). Los sets poseen entre 0,05 y 0,3 m de espesor y se apilan en intervalos de hasta 0,5 m de potencia. En ocasiones la estratificación entrecruzada se observa perturbada por rasgos biogénicos correspondientes a los icnogéneros *Planolites*, *Palaeophycus*, *Asterosoma*, *Teichichnus*, *Chondrites*, *Conichnus*, *Cilindrichnus* y *Bergaueria*.

Interpretación. Los depósitos de areniscas con estratificación entrecruzada monticular se interpretan como el resultado de la migración de óndulas tridimensionales y simétricas a ligeramente asimétricas (Myrow y Southard, 1991). Esta estratificación se debería a la acción de flujos oscilatorios puros o combinados con una fuerte componente oscilatoria (Dumas et al., 2005; Dumas y Arnott, 2006). Los icnogéneros reconocidos representan la colonización por parte de organismos detritívoros y suspensívoros en sustratos arenosos a limosos, bien seleccionados, en ambientes subácuos de moderada energía (MacEachern et al., 2007), por lo cual podrían representar condiciones posteriores a la etapa de sedimentación.

4.2.3.10 Areniscas con laminación entrecruzada ondulítica y óndulas de corriente (Sc)

Se tratan de areniscas medianas a muy finas, moderadamente a bien seleccionadas y texturalmente maduras. Las areniscas se caracterizan por una laminación entrecruzada con un escalonamiento crítico o bien supercrítico (Fig. 4.6.a, b), cuyos sets no superan los 50 mm. Estos sets se organizan en cosets de hasta 0,6 m de espesor. En ocasiones las láminas entrecruzadas portan restos carbonosos, como así también restos esqueléticos pertenecientes a pelecípodos y gasterópodos. La facies se presenta en capas de geometría

regularmente tabular, de espesores inferiores a los 0,8 m, y de bases y topes netos. Comúnmente, los topes de las capas presentan óndulas de perfil asimétrico (diferenciándose notoriamente un barlovento y sotavento), con índices de óndulas mayores a 17, y crestas que varían desde rectas a sinuosas, de bordes redondeados o bien agudos. Esta facies presenta un grado variable de bioturbación, mayormente representada por trazas fósiles pertenecientes a los icnogéneros *Gyrochorte*, *Skolithos*, *Arenicolites* y *Chondrites*.

Interpretación. Esta facies representa la acumulación durante la migración de óndulas 2D y 3D debido a corrientes acuosas unidireccionales en bajo régimen de flujo (Bridge y Demico, 2008; Collinson *et al.*, 2006). El escalonamiento observado en ocasiones podría deberse a una equidad o superación del ángulo de ascenso promedio de la óndula con respecto al ángulo de su cara de rampa (barlovento) durante su migración, asociado a condiciones de una alta tasa de sedimentación (Bridge y Demico, 2008). Por su parte, la presencia de restos carbonosos en las fangolitas sugiere un aporte fitodetrítico al medio subácueo (Martinsen, 1990). La presencia de los icnogéneros reconocidos sugiere la colonización eventual por parte de organismos detritívoros y suspensívoros en sustratos arenosos y limosos, poco consolidados y en ambientes subácueos de moderada energía (MacEachern *et al.*, 2007).

4.2.3.11 Areniscas y calcarenitas con laminación ondulítica de ola (Sw)

Esta facies se integra de areniscas y calcarenitas muy finas a finas, bien seleccionadas, de coloración gris verdosa o castaña, caracterizada por una agradación de óndulas simétricas, asociado a una laminación entrecruzada en sentidos opuestos (Fig. 4.6.c, d). Esta laminación se presenta en sets de espesores inferiores a los 40 mm y geometría irregular. Las crestas son redondeadas, simétricas o levemente asimétricas, y presenta índices de óndula que varían entre 5 y 11. En ocasiones intercalan delgadas láminas pelíticas discontinuas, y desarrollan una estratificación mixta de tipo *flaser* (Fig. 4.5.c, d). La facies conforma delgadas capas tabulares de hasta 0,15 m de espesor, con topes ondulados. Con frecuencia se presentan los icnogéneros *Palaeophycus*, *Teichichnus* y *Conichnus*, como así también trazas de escape (*Fugichnia*).

Interpretación. La facies se interpreta como desarrollada a partir de la migración de óndulas de ola mayormente 2D (Collinson *et al.*, 2006), a partir de corrientes acuosas oscilatorias en bajo régimen de flujo. Los icnogéneros representados por estructuras verticales y horizontales de domicilio sugieren la colonización eventual por parte de organismos detritívoros y suspensívoros en sustratos arenosos y fangosos, poco

consolidados y en ambientes subácueos de moderada energía (MacEachern *et al.*, 2007). Por su parte la presencia de estructuras de equilibrio y escape sugieren fluctuaciones en la profundidad del sustrato en la cual los organismos se encuentran en equilibrio o episodios de enterramiento súbito (Bromley, 1996).

4.2.4 Facies heterolíticas

4.2.4.1 Heterolíticos con óndulas de ola (Hw)

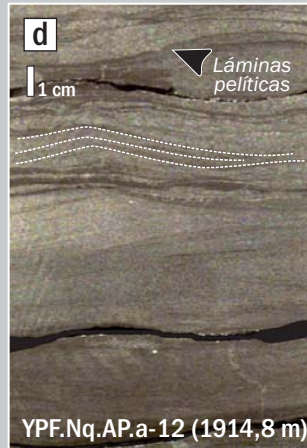
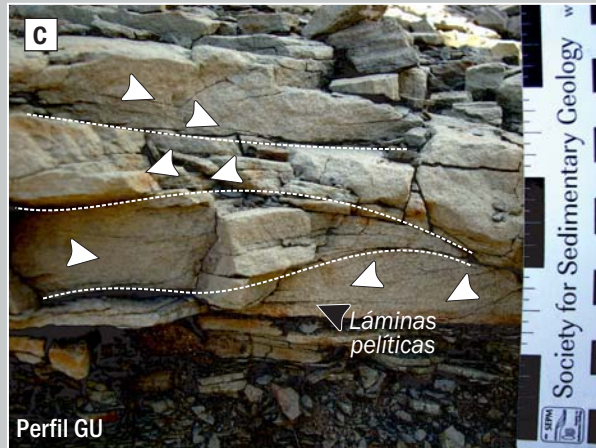
Esta facies se integra por intervalos heterolíticos areno-fangosos de areniscas finas a muy finas intercaladas con fangolitas (Fig. 4.6.e, f). Las capas arenosas no superan los 5 cm y alcanzan una continuidad lateral menor a 100 cm. Estas capas presentan bases netas y topes con óndulas simétricas a ligeramente asimétricas (Fig. 4.6.e, f), con crestas redondeadas e índices de óndula comprendidos entre 6 y 17. En su interior, las capas se presentan masivas o bien, registran una laminación entrecruzada en bajo ángulo, en sets de espesores inferiores a los 20 mm y direcciones de entrecruzamiento opuestas. Estas delgadas capas de areniscas alternan con niveles de fangolitas grises oscuras masivas, que portan restos carbonosos. En conjunto conforman interestratificados de arena y pelita. Estos intervalos heterolíticos poseen entre 0,3 y 2 m, y muestran por lo general arreglos estrato-granocrecientes, dado por un incremento en la participación de arena respecto al fango y un aumento en el espesor de las capas arenosas hacia la vertical. En ocasiones la facies presenta excavaciones verticales y horizontales correspondientes a los icnogéneros *Bergaueria*, *Conichnus*, *Cylindrichnus*, *Teichichnus* y *Palaeophycus*.

Interpretación. Esta facies se la interpreta como originada a partir de la alternancia entre procesos tractivos a partir de corrientes oscilatorias y combinadas en un medio subáqueo (Collinson *et al.*, 2006; Bhattacharya y Walker, 1991) y procesos de decantación o asentamiento a partir de suspensiones. Los icnogéneros reconocidos representados por excavaciones verticales y horizontales de domicilio sugieren la colonización eventual de sustratos pobremente seleccionados, no consolidados y cohesivos (dominantemente pelíticos), en ambientes subácueos de moderada a baja energía (MacEachern *et al.*, 2007).

4.2.4.2 Heterolíticos bioturbados (Hb)

Esta facies se integra de areniscas y calcarenitas finas a muy finas y fangolitas caracterizadas por presentar un moderado a alto grado de homogenización (Fig. 4.6.g, h). Se tratan de depósitos de poca consolidación y friables, de tonalidades grisáceas, que muestran una amplia variabilidad de estructuras biogénicas. El grado de bioturbación varía entre moderado a alto, pudiéndose registrar en ocasiones una estratificación difusa y

ARENISCAS



FACIES HETEROLÍTICAS

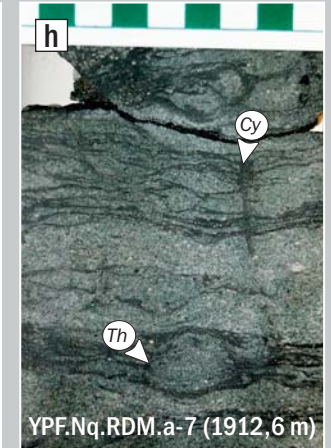
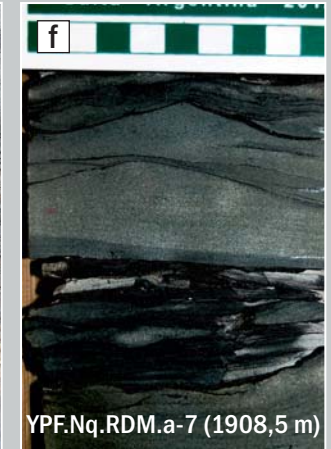


Figura 4.6. a) y b) Areniscas con laminación entrecruzada ondulítica (Sc). c) y d) Areniscas con laminación ondulítica de ola (Sw), las líneas blancas señalan límites de sets, las flechas blancas indican direcciones de migración en diferentes sentidos y las flechas negras señalan intercalaciones de delgadas láminas discontinuas de fango, nótese en d) la agradación de óndulas simétricas. e) y f) Areniscas y fangolitas con óndulas de ola (Hw), nótese en e) los niveles discontinuos de areniscas con topos ondulosos e interior masivo, y en f) el detalle de la capa de arenisca de base neta y tope con óndula simétrica. g) y h) Heterolíticos bioturbados (Hb). Pl: Planolites, Be: Bergaueria, Cy: Cyllindrichnus, Pa: Palaeophycus, Co: Conichnus, Th: Thalassinoides.

disturbada (Fig. 4.5.g, h), y su pasaje gradual desde la facies previamente descrita (Hw). En ocasiones se reconocen bioclastos de crinoideos y bivalvos desarticulados (de diámetros inferiores a los 5 mm), distribuidos de modo disperso. Comúnmente se reconocen los icnogéneros *Palaeophycus*, *Teichichnus*, *Bergaueria*, *Conichnus*, *Chondrites*, *Diplocraterion* y *Cylindrichnus* (Fig. 4.5.g, h).

Interpretación. La facies se la interpreta como producto de un alta disturbación por parte de la actividad biogénica de sedimentos que originalmente habrían conformado interestratificados de areniscas y fangolitas bien definidos. Los icnogéneros indicados representan la colonización por parte de organismos detritívoros y suspensívoros (MacEachern et al., 2007), los cuales habrían generado la homogenización de los sedimentos.

4.2.5 Pelitas

4.2.5.1 Fangolitas y limolitas laminadas (Fl)

Esta facies se compone de fangolitas y limolitas, y menor proporción areniscas muy finas, de coloración gris oscura y verdosa, caracterizadas por presentar laminación horizontal (Fig. 4.7.a, b). La laminación se encuentra definida por la alternancia milimétrica de láminas de material fangoso y puramente limoso (Fig. 4.7.a), y eventualmente también alternan láminas de areniscas muy finas. En ocasiones las láminas limosas o arenosas incrementan su proporción, definiendo sutiles arreglos granocrecientes. Entre las láminas se preservan con frecuencia restos carbonosos, nódulos de hierro/manganeso de hasta 1 mm de diámetro, restos de pirita diseminada y bioclastos fragmentados de bivalvos y gasterópodos, de tamaños inferiores a los 2 mm (Fig. 4.7.b). Esta facies se reconoce en intervalos con arreglos de hasta 1 m de espesor. El grado de bioturbación es bajo a muy bajo, y está representado por formas simples y de tamaños reducidos (diámetros inferiores a los 10 mm) correspondientes a los icnogéneros *Palaeophycus*, *Planolites* y *Teichichnus* (Fig. 4.7.b).

Interpretación. La facies se la interpreta como producto de la decantación subácuea a partir de carga en suspensión (Collinson et al., 2006). La alternancia vertical observada entre láminas de fango y limo puede deberse a cambios en la dinámica de transporte o en la provisión del material sedimentario. Estos cambios regulares podrían vincularse a fluctuaciones en la velocidad de las corrientes, variaciones en las características del flujo, cambios en corrientes mareales, o bien deberse a cambios prolongados como variaciones estacionales o climáticas (Reineck y Singh, 1980). En el caso que esta facies se debiese a

una depositación asociada a corrientes mareales, podrían representar leves fluctuaciones de energía en las porciones del sistema en donde las mismas estaban fuertemente atenuadas. La coloración oscura y la preservación de materia orgánica, nódulos de hierro/manganeso y pirita diseminada, sugieren condiciones de acumulación en un medio reductor (Collinson *et al.*, 2006). La asociación de icnogéneros reconocida y las características morfológicas observadas, han sido indicados como rasgos icnológicos en ambientes subácueos de aguas salobres (Gingras y MacEachern, 2012).

4.2.5.2 Fangolitas masivas (Fm)

Se encuentran mayormente integradas por fangolitas, y en menor medida por limolitas. (Fig. 4.7.c, d). Las mismas presentan distintas coloraciones, ya sean moradas castañas, verdosas y negras o grisáceas oscuras, y se presentan friables, o bien consolidadas. Se caracterizan por presentar un aspecto masivo a menudo moteado, siendo frecuente la presencia de rasgos de bioturbación (Fig. 4.7.d). Las fangolitas y limolitas castañas o verdosas presentan grietas de desecación (Fig. 4.7.c), rasgos pedogenéticos, tales como *slickensides*, cutanes y agregados de formas angulosas a subangulosas, y rasgos de bioturbación asignables al icnogénero *Taenidium*. Por su parte, las fangolitas negras a grises oscuras con frecuencia presentan restos carbonosos, bioclastos fragmentados dispersos de tamaños inferiores a los 5 mm, trazas de glauconita y pirita, mientras que grietas de sinéresis han sido observadas sólo de modo ocasional. La facies conforma cuerpos de 1 a 7 m de espesor, geometría tabular, bases netas y techos irregulares. En el caso de las pelitas negras y grisáceas, con regularidad se reconocen asociados los icnogéneros *Teichichnus*, *Palaeophycus*, y *Chondrites* (Fig. 4.7.d).

Interpretación. Todos los depósitos pelíticos se habrían generado a partir de la decantación por parte de suspensiones (Bridge, 2003; 2006), pero posiblemente en muy variados medios de acumulación. Los atributos de las fangolitas castañas sugieren condiciones subaéreas y desarrollo de suelos, en los cuales las trazas de *Taenidium* podrían indicar periódicas inundaciones (Buatois, 2011). Por su parte, los distintos atributos de las fangolitas gris oscuras apuntan a condiciones generales reductoras, pero en distintos ambientes de sedimentación. Aquellas que se ven masivas, con restos carbonosos y con grietas de sinéresis podrían haberse formado por procesos de pedogénesis (Kraus y Hasiotis, 2006), o por decantación en ambientes marino-marginales con fluctuaciones periódicas de la salinidad (Plummer y Gostin, 1981; Plint y Browne, 1994; Gani y Battacharya, 2007). Finalmente aquellos niveles portadores de abundante bioturbación con icnogéneros *Teichichnus*, *Palaeophycus* y *Chondrites*, que han sido descritos de

manera conjunta en ambientes subácueos vinculados a sustratos no consolidados y cohesivos, y de condiciones energéticas de moderadas a bajas (MacEachern *et al.*, 2007), podrían indicar medios de salinidad cercana a la normal.

4.3 FACIES MIXTAS

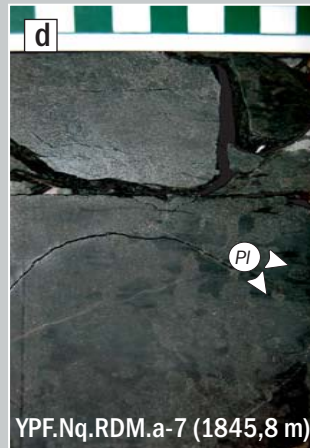
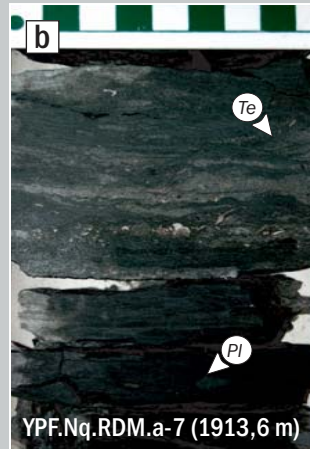
Este grupo de facies se conforma predominantemente por componentes carbonáticos intracuencales, los cuales se encuentran representados por fragmentos esqueléticos y no esqueléticos carbonáticos asociados a una matriz de fango micrítico presente en proporciones variables. Los fragmentos esqueléticos se diferencian por su morfología y composición actual de la conchilla. Los bioclastos de pelecípodos presentan formas elongadas, generalmente curvas y muestran un cemento intramóldico o tipo *drusy* (cementación de calcita por disolución de aragonita). Los bioclastos de ostreóideos (de hasta 2 mm de largo), presentan valvas onduladas, con estructura sigmoidal y una composición de calcita primaria. Los fragmentos de gasterópodos presentan formas subesféricas, de hasta 0,2 mm y muestran un cemento intramóldico. En ocasiones también se reconocen fragmentos de placas de equinoideos. En este grupo también se incluyen componentes calcáreos que no han sido posibles de determinar. Los fragmentos no esqueléticos se tratan de ooides y peloides. Los ooides presentan de 0,1 a 0,2 mm y una estructura interna masiva o caracterizada por una laminación concéntrica. Los núcleos de los ooides pueden ser fragmentos terrígenos o esqueléticos, o bien pueden faltar por disolución. Por su parte, los peloides muestran formas subesféricas masivas, simples o compuestos (peloides unidos lateralmente), y podrían haberse originado por procesos de micritización de ooides, o bien tratarse también de pellets.

4.3.1 Floatstones, rudstones y packstones arenosos

4.3.1.1 Floatstones masivos (*Fm*)

Está representada por floatstones, de textura matriz soportada y poca selección. Esta facies se compone de hasta un 95% de componentes intracuencales representados en un 40% por componentes de tamaño grava y arena, tales como fragmentos esqueléticos (Fig. 4.6.e-g), peloides y ooides, y un 50% por fango micrítico (Fig. 4.7.f, g), con un porcentaje menor al 5% de cemento carbonático (microesparita) (Fig. 4.7.g). En mucha menor proporción, incluye componentes terrígenos (menos del 5%) representados por clastos de cuarzo, plagioclasa y líticos volcánicos y metamórficos, cuyos tamaños alcanzan los 0,2 mm. Los fragmentos esqueléticos varían entre 2 a 50 mm y conforman un concentrado esquelético, el cual muestra una amplia diversidad taxonómica representada por la mezcla

PELITAS



FLOATSTONES Y RUDSTONES

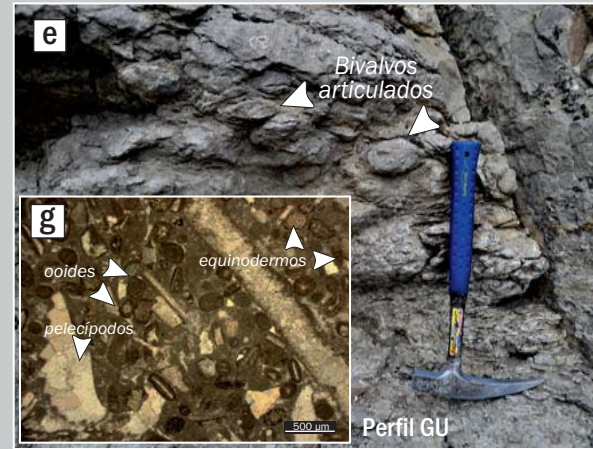


Figura 4.7. a) y b) Fangolitas y limolitas laminadas (Fl), nótese en a) detalle de alternancia entre láminas de fangolitas y limolitas, en b) detalle de fangolitas con laminación difusa y hacia arriba intervalo de limolitas y areniscas muy finas laminadas y delgados niveles de bioclastos intercalados. c) y d) Fangolitas masivas (Fm), nótese en c) fangolitas castaño moradas con grietas de desecación rellenas del material suprayacente, y en d) fangolitas masivas bioturbadas con excavaciones rellenas de material sedimentario distinto a la roca hospedante. *Te*: *Teichichnus*, *Pl*: *Planolites*. e) y f) Floatstones masivos (Fm), nótese en e) y f) el aspecto masivo de la facies y los bioclastos de bivalvos con buena preservación y articulados en posición concordante con la estratificación. g) Vista en corte delgado de floatstone (lámina 30 μm-aumento 4x). h) y i) Rudstones masivos (Rm). Nótese en h) intraclastos pelíticos imbricados y en i) detalle de intraclastos carbonáticos y pelíticos con bordes irregulares.

de bioclastos de distintos tipos de bivalvos así como serpulidos, equinodermos y amonoideos. Dentro de este concentrado prevalecen valvas articuladas y con una excelente preservación (Fig. 4.7.e, f), representadas principalmente por restos de pelecípodos articulados y amonoideos mostrando una completa conservación. En menor proporción, se reconocen valvas desarticuladas, con un grado variable de fragmentación y redondeamiento (Fig. 4.7.f, g). En sección transversal las valvas se orientan de modo concordante, oblicuo o apilado, sin mostrar evidencias de tracción. Estos cuerpos se presentan en capas masivas y tabulares, de bases y topos netos, y espesores variables entre 0,20 y 0,95 m; y se apilan verticalmente en sucesiones de hasta 2,30 m.

Interpretación. A esta facies se la interpreta como depósitos originados en ambientes marinos vinculados a condiciones de moderada a baja energía, debido a alta concentración de fango carbonático y la buena preservación de los restos esqueléticos. La presencia conjunta de restos de organismos caracterizados por modos de vida epifaunales, infaunales y nectónicos sugiere condiciones de acumulación vinculadas a un aporte silicoclástico nulo o restringido a partir del cual tendría lugar una retroalimentación tafonómica (Kidwell y Bosence, 1991). En este contexto, se considera que dicha mezcla de componentes bioclásticos representaría niveles o depósitos condensados probablemente acumulados por debajo del nivel de olas de tormentas (Kidwell y Bosence, 1991; Kidwell, 1993).

4.3.1.2 Rudstones masivos (Rm)

Esta facies está representada por rudstones bioclásticos gruesos a finos, con textura matriz sostén (Fig. 4.7.h, i). Los componentes intracuencales comprenden bioclastos de ostras, crinoideos, serpulidos, gasterópodos, pelecípodos y amonoideos de tamaños variables entre 2 y 150 mm. En general, los bioclastos se encuentran poco a intensamente fragmentados, articulados o desarticulados, moderadamente corroídos y en ocasiones con rasgos de bioerosión presentes. Esta facies también porta clastos intraformacionales angulosos de pelitas de tamaños de hasta 100 mm de diámetro, con una fuerte cementación carbonática y rasgos de bioerosión, como así también sábulos, con predominio de líticos volcánicos y cuarzo. Todos estos clastos gravosos bioclásticos y pelíticos se distribuyen en forma aleatoria en planta, pero en sección a veces se disponen de manera imbricada y/o paralela al plano de estratificación (Fig. 4.7.h, i). Por su parte, la matriz comprende bioclastos y granos de material terrígeno de granulometría arena gruesa a mediana, moderadamente seleccionada. La facies se presenta en capas tabulares a

lenticulares, de espesores variables entre 0,15 a 0,5 m de espesor, con bases netas y erosivas (Fig. 4.7.h).

Interpretación. La facies podría interpretarse como un depósito concentrado de tipo “lag” (Kidwell et al., 1991; Kidwell, 1993), que podría generarse en dos condiciones diferentes. Por un lado, podría ser el resultado de procesos de erosión, transporte y acumulación a partir de la acción de tormentas (Pickerill y Brenchley, 1991). En el transcurso de estos procesos erosivos, el flujo incorporaría del lecho materiales terrígenos y bioclásticos previamente mezclados, los cuales serían posteriormente acumulados como depósitos residuales en las irregularidades del lecho. Por otro lado, la facies podría haberse también generado como resultado de procesos erosivos de ravinamiento ocurridos en el transcurso de eventos transgresivos (Boyd et al., 2006). Durante este proceso, se produciría la erosión del lecho, la mezcla y el transporte de materiales provenientes de diferentes fuentes, y la producción de componentes carbonáticos intracuencales. Este contexto explicaría la mezcla de materiales de diferente composición y poco seleccionados, representados por intraclastos pelíticos fuertemente litificados y bioclastos de diversos modos de vida.

4.3.1.3 *Rudstones y packstones arenosos con estratificación entrecruzada planar-tangencial (RPP)*

Esta facies está representada rudstones y packstones arenosos muy finos a gruesos, de textura clasto-sostén, poca a moderada selección y buena consolidación (Fig. 4.8.a-d). La facies se integra por componentes intracuencales gravosos y arenosos, tales como ooides y peloides (de hasta 0,1 mm) y fragmentos esqueléticos de bivalvos ostreoides (1-2 mm), pelecípodos (de hasta 50 mm), gasterópodos (0,2 mm), equinoideos y amonoideos. Estos componentes presentan en general un alto grado de fragmentación y desarticulación, y un empaquetamiento suelto a denso. Por otro lado, la facies también porta en menor proporción componentes terrígenos, representados por clastos de cuarzo, plagioclasa y líticos (Fig. 4.8.d). Estos granos terrígenos son subredondeados a subangulosos y presentan tamaños de entre 0,2 y 1 mm. El fango micrítico se encuentra presente en una proporción menor al 20%, en tanto el cemento carbonático es más abundante y puede ser tanto microesparítico como esparítico (Fig. 4.8.d). La facies se caracteriza por presentar una estratificación entrecruzada planar-tangencial (Fig. 4.8.c), en sets entrecruzados de espesores de hasta 0,5 m. Asociado a esta estructura los bioclastos se orientan de modo oblicuo o imbricado, paralelamente a las caras frontales, en posición convexa hacia arriba o abajo, y/o de modo aleatorio (Fig. 4.8.b). Es frecuente la presencia de óndulas asimétricas distribuidas hacia el tope de los sets. Esta facies integra paquetes

de geometría tabular a lenticular, de topes netos, bases erosivas de ligera concavidad y espesores máximos de 3,2 m. Con frecuencia se reconocen asociados los icnogéneros *Ophiomorpha* y *Skolithos*.

Interpretación. Se la interpreta como desarrollada a partir de la migración de megaóndulas tridimensionales a partir de flujos fluidos y turbulentos, en ambientes subácuos bajo condiciones de moderada a alta energía (Clifton, 2006) asociado a una baja disponibilidad de componentes terrígenos respecto a una alta producción de carbonatos. Los icnogéneros indicados sugieren la colonización eventual por organismos filtradores en sustratos arenosos y seleccionados, y ambientes subácuos de moderada a alta energía (MacEachern et al., 2007).

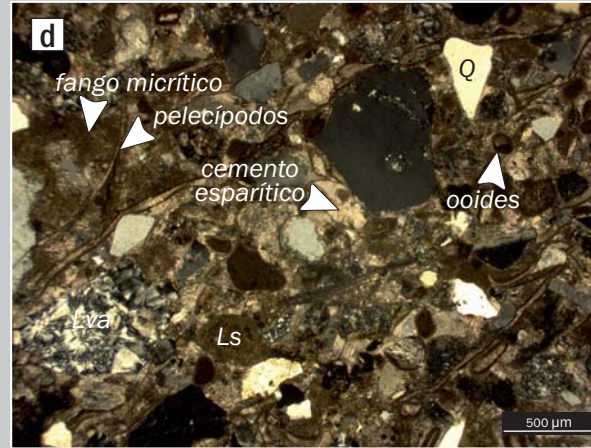
4.3.2 Mudstones y wackstones arenosos

4.3.2.1 Mudstones, margas y wackstones arenosos masivos (MWm)

Se tratan de mudstones, margas y wackstones arenosos, de coloración parda-grisácea, moderada selección, muy buena consolidación y un aspecto masivo con frecuencia moteado (Fig. 4.8.e, f). Esta facies se caracteriza por el dominio de fango carbonático y una textura matriz soportada (Fig. 4.8.g), asociado a componentes intracuencales (20%) y terrígenos (15%) de tamaño arena fina a mediana. Los componentes intracuencales incluyen ooides, peloides y fragmentos esqueléticos de tamaños inferiores a los 2 mm. Estos últimos corresponden a ostreoides, equinoideos y bivalvos no ostreoides, y están articulados y/o desarticulados, con bajo grado de fragmentación. Los componentes terrígenos comprenden clastos de cuarzo, plagioclasa, líticos volcánicos y metamórficos. Los componentes intracuencales y terrígenos se presentan inmersos en una matriz micrítica y ligados mediante una cementación carbonática microespartita (Fig. 4.8.g), y en menor proporción dolomítica, silíceo y yesífera. Ocasionalmente, clastos intraformacionales y fragmentos esqueléticos se concentran en la base del intervalo estableciendo arreglos granodecrecientes graduales, o bien se distribuyen de modo aleatorio y disperso junto a nódulos de yeso, fosfato, y óxidos de hierro y manganeso. La facies comprende intervalos de hasta 2 m, de base neta y erosiva, y tope transicionales. A veces se reconocen asociados los icnogéneros *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Glossifungites*, *Teichichnus*, *Conichnus* y *Chondrites* (Fig. 4.8.e, f).

Interpretación. La facies se la interpreta como resultado de la decantación en ambientes marinos bajo condiciones de escasa a moderada energía (Wright et al., 1996), asociado a

RUDSTONES Y PACKSTONES ARENOSOS



MUDSTONES, MARGAS Y WACKSTONES ARENOSOS

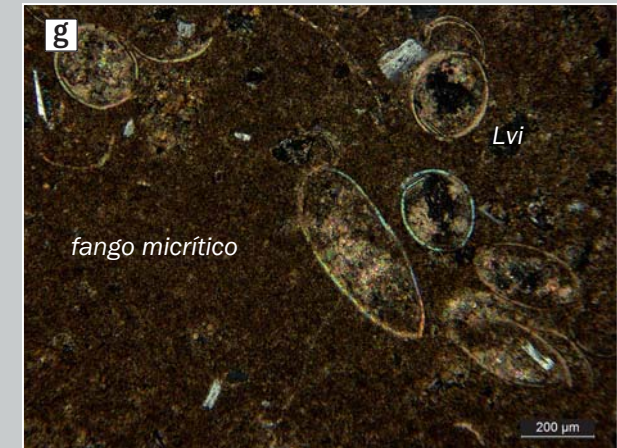
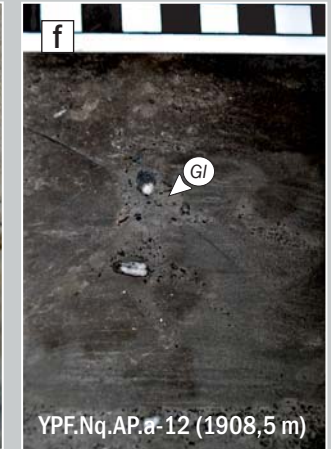


Figura 4.8. a) - c) Rudstones y packstones arenosos con estratificación entrecruzada planar-tangencial (RPp), nótese en b) detalle de rudstone con bioclastos convexos hacia arriba y orientados de forma paralela a las caras frontales. d) Packstone arenoso en corte delgado (lámina 30µm-aumento4x). e)y f) Mudstones, margas y wackestones arenosos masivos (Mwm), nótese en e) y f) detalle de marga bioturbada. g) Wackestone bioclástico en corte delgado (lámina 30µm-aumento4x). Lva: líticos volcánicos ácidos, Lvi: líticos volcánicos intermedios, Ls: líticos sedimentarios, Q: cuarzo, Sk: Skolithos, Gl: Glossifungites

una intensa actividad de organismos infaunales y una baja disponibilidad o aporte de materiales terrígenos. Los icnogéneros identificados representarían la colonización eventual de sustratos areno-fangosos, inconsolidados, vinculados a ambientes subácueos de moderada a escasa energía (MacEachern *et al.*, 2007).

4.4 CONSIDERACIONES FINALES

El presente análisis de facies permitió reconocer que gran parte de los depósitos que integran la sucesión bajo estudio habrían sido producto de procesos de erosión y transporte de componentes extra e intracuencales bajo condiciones subaéreas o subácueas, hasta su posterior acumulación. Dentro de la sucesión estudiada no se registraron depósitos piroclásticos, por lo que las facies identificadas fueron clasificadas como de origen epiclástico. Desde el punto de vista composicional, se diferenciaron componentes terrígenos extracuencales (representado por cuarzo, feldespato y líticos) y componentes carbonáticos intracuencales (bioclastos, ooides, peloides). En función de la abundancia de estos componentes, las facies fueron clasificadas como silicoclásticas (dominadas por componentes terrígenos extracuencales) y mixtas (dominadas por componentes carbonáticos intracuencales). Las primeras, representan el grupo de facies mayoritario (22 facies, de un total de 26) y se distribuyen en forma extensa dentro del registro estudiado (*nótese en la Fig. 4.1 la amplia representatividad de las facies silicoclásticas dentro de los perfiles, mientras que las facies mixtas se presentan en forma minoritaria en la parte superior de los mismos*). Esta relación sugiere que gran parte de la sucesión de interés se habría acumulado durante condiciones de alta disponibilidad o aporte de materiales terrígenos, mientras que las condiciones de significativa productividad carbonática dentro del área de estudio habrían tenido lugar hacia los estadios póstumos del intervalo considerado. Por su parte, las facies silicoclásticas muestran una amplia variabilidad granulométrica de sus componentes, y en base a este criterio fueron distinguidas entre facies conglomerádicas (con una participación de los clastos mayores a los 2 mm mayor al 25%), facies areno-conglomerádicas (los clastos gravosos participan entre un 5% a un 25%), facies arenosas (dominadas por clastos de tamaños comprendidos entre 2 mm y 0,062 mm), facies heterolíticas (caracterizadas por una alternancia entre niveles arenosos y pelíticos) y facies pelíticas (con una participación mayoritaria por parte de materiales con diámetros inferiores a los 0,062 mm). En particular, dentro de la sucesión bajo estudio dominan las facies arenosas y pelíticas. De esta manera, en el Anexo 2 de este trabajo se presenta el análisis petrográfico desarrollado para las facies arenosas, con el fin de obtener una clasificación composicional

de las mismas y reconocer variaciones en la proporción de los componentes principales vinculado a posibles áreas de aporte.

ASOCIACIONES DE FACIES

5.1 INTRODUCCIÓN

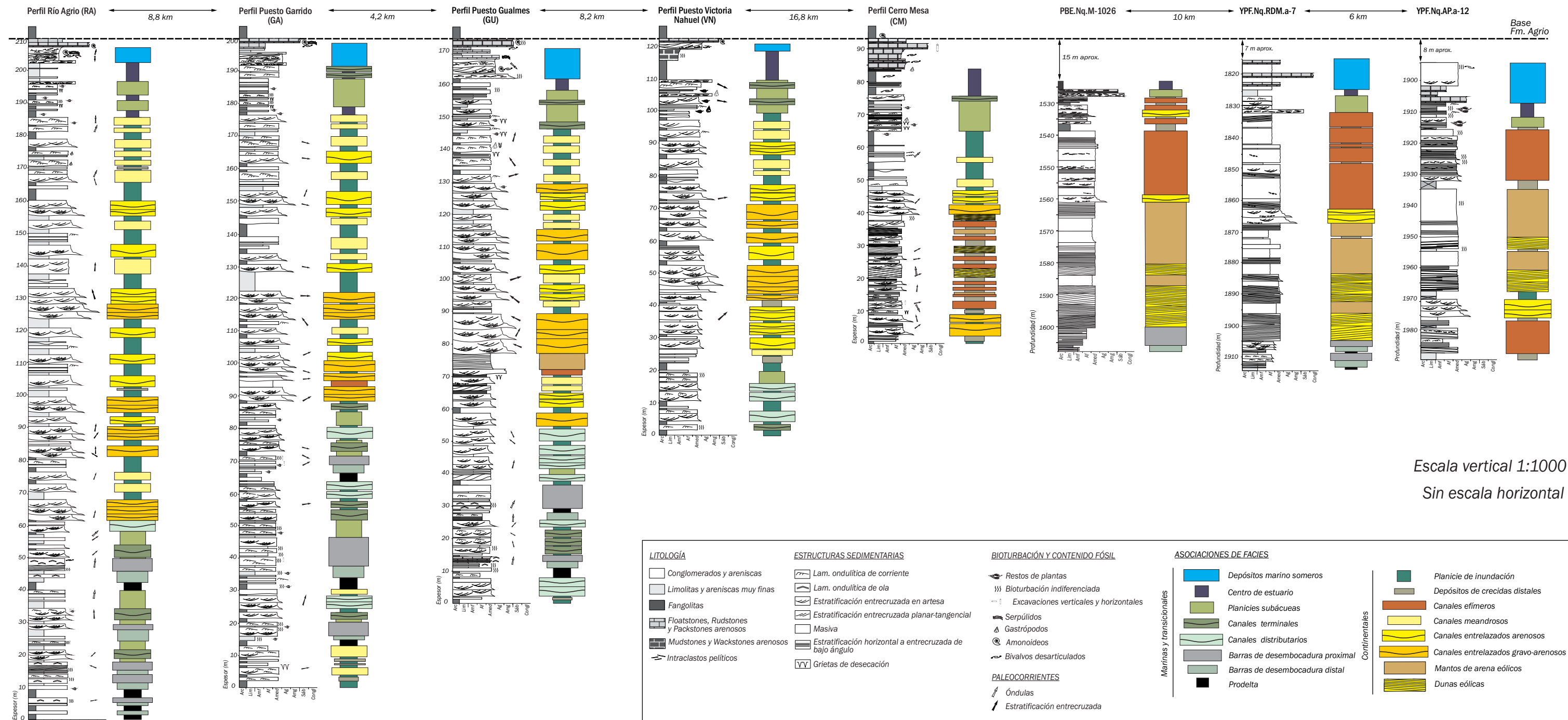
Con el objeto de entender las combinaciones entre facies que representan los componentes de un sistema de acumulación (Walker, 2006), en este capítulo se realiza un análisis de asociaciones de las facies que integran el intervalo de estudio en los afloramientos y el subsuelo (Fig. 5.1). Para ello, en primera instancia se indican diferentes conceptos, terminologías y clasificaciones consideradas para la definición de distintas combinaciones de facies y se explica la metodología desarrollada. A continuación, se describen las distintas asociaciones de facies reconocidas y se presenta una interpretación para cada una de ellas. Este análisis de asociaciones de facies permitió identificar 8 asociaciones marinas y transicionales, y 8 netamente continentales (Tabla 5.1, 5.2). Su tratamiento en este capítulo se organizó en estos dos grupos principales y por lo tanto su orden es independiente respecto a su distribución geográfica o estratigráfica dentro del intervalo de estudio.

Las *asociaciones de facies* consisten en combinaciones de facies genéticamente relacionadas que cuentan con un significado ambiental (Collinson, 1969). En el caso de los afloramientos, se estudiaron las relaciones entre facies, geometría, arquitectura interna y superficies de discontinuidad presentes en los depósitos, y se definieron diferentes cuerpos sedimentarios. En este sentido, las diferentes asociaciones de facies fueron descritas en términos de la distribución espacial de las facies presentes, y de la geometría externa (lenticular, mantiforme, tabular, cuneiforme), dimensiones (espesor, extensión lateral) y superficies limitantes de los litosomas (Tabla 5.1, 5.2).

Las asociaciones de facies conforman depósitos que se acumulan en un amplio rango de escalas físicas. De esta manera, se generan unidades de acumulación de diferentes dimensiones en respuesta a procesos que ocurren a diferentes escalas de tiempo, y que se delimitan físicamente entre sí mediante superficies. En este trabajo, se consideró un enfoque jerárquico para definir la escala de las superficies limitantes. Para ello se implementaron los conceptos sugeridos por diferentes autores en el estudio arquitectural de depósitos eólicos (Brookfield, 1977; Kocurek, 1988; Clemmensen y

AFLORAMIENTO (Sierra de la Vaca Muerta y Co. Mesa)

SUBSUELO (Campos El Mangrullo, Rincón del Mangrullo y Aguada Pichana)



Escala vertical 1:1000

Sin escala horizontal

Fig. 5.1: Distribución vertical de asociaciones de facies reconocidas en los perfiles relevados en afloramientos y subsuelo. Las asociaciones de facies fueron separadas según su afinidad marina-transicional o continental. Se muestran perfiles selley simplificados y principales facies sedimentarias que integran las distintas asociaciones de facies (escala 1: 1000).


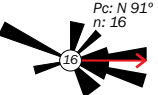

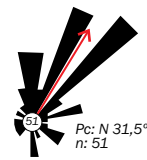
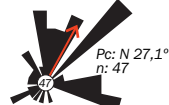



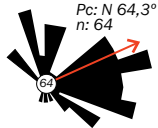


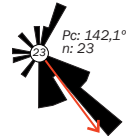

AF	COD	LITOLOGÍA	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	FACIES	GEOMETRÍA	ESCALA	PALEOFLUJO	SÍMBOLO	SUPERFICIES	INTERPRETACIÓN
<i>Prodelta</i>	P	Fangolitas grises oscuras, limolitas y areniscas muy finas a finas	Laminación horizontal, estructura masiva, (laminación ondulítica de corriente y óndula de ola). Deformación por sobrecarga. Bioturbación moderada a intensa (<i>Teichichnus</i>)	Fl-Fm-Sc-Sd-Sw-Sb	Tabular	1-3 m de espesor			Base y techo netos	<i>Depósitos de prodelta</i>
<i>Barra de desembocadura distal</i>	BD	Intervalos heterolíticos y areniscas finas a medianas. Fangolitas subordinadas	Estratificación ondulosa. Estratificación entrecruzada en artesa, laminación ondulítica de ola y óndulas. Estructura masiva. Deformación por sobrecarga. Bioturbación leve e intensa (<i>Gyrochorte</i> , <i>Gordia</i> , <i>Conichnus</i> , <i>Teichichnus</i> y <i>Palaeophycus</i>)	Hw-Hf-Hb-(Sh-St-Sw-Sd)	Tabular	0,3-2 m de espesor			Base transicional, topes netos	<i>Barras de desembocadura distales de frente deltaico</i>
<i>Barra de desembocadura proximal</i>	BP	Areniscas finas a medianas y areniscas bioclásticas gruesas a medianas. Intervalos heterolíticos arenosos subordinados	Estratificación entrecruzada planar, en artesa y monticular. Laminación ondulítica de corriente y de ola. Óndulas. Laminación horizontal. Deformación por sobrecarga. Bioturbación leve e intensa (<i>Ophiomorpha</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Gyrochorte</i> , <i>Skolithos</i> y <i>Conichnus</i>)	St-Sp-Sc-Sd-Sb-(Sx-Sw-Sh-Hw)	Tabular	0,5-7 m de espesor			Base transicional, tope neto	<i>Barras de desembocadura proximales de frente deltaico</i>
<i>Canales terminales</i>	CT	Areniscas medianas a finas e intervalos heterolíticos	Estratificación entrecruzada en artesa, estratificación entrecruzada planar, laminación ondulítica de corriente. Calcos de carga. Bioturbación leve a moderada (<i>Skolithos</i> , <i>Arenicolites</i> , <i>Gyrochorte</i> , <i>Conichnus</i>)	St-Sp-Sc-Sd-Sb-(Hw-Hb)	Lenticular	0,3-1,10 m de espesor, 15-77 m de ancho			Base erosiva y tope horizontal y neto	<i>Barras y relleno de canales terminales de moderada a alta sinuosidad</i>
<i>Planicies subácuas</i>	PS	Arcillita, fangolitas, limolitas, intervalos heterolíticos, areniscas, calcarenitas y conglomerados bioclásticos	Laminación horizontal, laminación ondulítica por óndulas de ola, estratificación ondulosa y flaser, estratificación entrecruzada en artesa. Estructuras de corte y relleno. Grietas de desecación. Bioturbación leve (<i>Planolites</i>)	Fl-Fm-Hw-Sw-St-Sc-Sh-Sb	Tabular	1,7-12 m de espesor			base-techo horizontal, neto a transicional	<i>Planicies submareales a intermareales de poco drenaje. Marismas o cuerpos de agua restringidos</i>
<i>Canales distributarios</i>	CD	Areniscas medianas a gruesas (sábulo dispersos)	Estratificación entrecruzada en artesa, deformación sinsedimentaria. Bioturbación leve (<i>Lockeia</i>)	St-Sd-(Sb)	Lenticular	0,7-1,4 m de espesor y 58-135 m de ancho			Base erosiva, tope horizontal y neto	<i>Barras y relleno de canales distributarios dominados por una carga de lecho arenosa y vinculados a condiciones de una alta descarga de sedimento</i>
<i>Depósitos de centro de estuario</i>	DCE	Fangolitas grises oscuras, intervalos heterolíticos de fangolitas y limolitas, areniscas muy finas y areniscas medianas. Abundante brisnas vegetales y material carbonoso.	Estructura masiva, laminación horizontal, laminación ondulítica de corriente, estratificación horizontal, óndulas de ola. Bioturbación leve e indiferenciada	Fl-Fm-Sh-Sc-Sm-(Sw)	Tabular. Capas arenosas tabulares a lobulares	5-10 m de espesor			Base transicional, tope neto tabular	<i>Depósitos pelíticos de centro de estuario</i>
<i>Depósitos marinos someros</i>	DMS	Margas, wackstones arenosos, calcarenitas, rudstones, packstones arenosos y floatstones	Laminación ondulítica por óndula de ola, estratificación entrecruzada planar-tangencial, estratificación entrecruzada en artesa. Masiva. Bioturbación moderada a intensa (<i>Ophiomorpha</i> , <i>Skolithos</i>)	Rm-MWm-RPp-Sw-St (Fm)	Tabular a lenticular	3-6,5 de espesor			Base neta a erosiva, tope horizontal y neto	<i>Depósitos de boca de estuario</i>

Tabla 5.1. Asociaciones de facies marinas y transicionales.






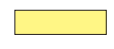


AF	COD	LITOLOGÍA	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	FACIES	GEOMETRÍA	ESCALA	PALEOFLUJO	SÍMBOLO	SUPERFICIES	INTERPRETACIÓN
Dunas eólicas	DE	Areniscas finas a medianas. Muy bien seleccionadas	Estratificación entrecruzada en artesa y planar eólica. Bioturbación moderada a intensa (<i>Digitichnus</i> , <i>Arenicolites</i> , <i>Skolithos</i> y <i>Palaeophycus</i>)	St(e)-{Sl(e)}-Sb	Tabular	0,8-3 m de espesor	Pc: N 67,8° n: 47		Base horizontal y neta. Tope horizontal y neto	Dunas eólicas
Mantos de arena eólicos	ME	Areniscas muy finas a medianas, muy bien seleccionadas	Laminación horizontal subaérea y estructura masiva. Bioturbación moderada a intensa (<i>Planolites</i> , <i>Paleophycus</i> , <i>Skolithos</i> y <i>Digitichnus laminatus</i>)	{Sl(e)}-Sm-Sb	Tabular	0,5-5 m de espesor	Pc: N 62,1° n: 21		Base transicional (con ocasionales clastos sabulíticos dispersos). Tope neto y horizontal	Mantos de arena eólicos
Canales efímeros	CE	Conglomerados finos, areniscas conglomerádicas y areniscas medianas a finas	Estructura masiva, estratificación horizontal, gradación inversa, estratificación entrecruzada en artesa y planar, laminación ondulítica de corriente, deformación por sobrecarga. Retrabajo eólico. Bioturbación leve.	Gm-Gi-Gh-Gp SGm-Sh-St-Sc- Sm-Sd-Sb- {Sh(e)}	Tabular a lenticular	0,14-2,40 m de espesor	Pc: N 329,5° n: 29		Base erosiva e irregular. Tope neto, horizontal	Relleno de canales fluviales efímeros areno-gravosos generados a partir de eventos de crecidas y/o episodios de alta descarga de agua y sedimento
Canales entrelazados gravo-arenosos	CEG	Conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas a medianas. Intraclastos pelíticos	Superficies inclinadas de gran escala. Estratificación entrecruzada en artesa y planar, estratificación horizontal y estructura masiva.	Gt-Gp-Gm-SGt-St-Sh	Tabular a la escala del afloramiento	0,5-3,9 m de espesor, 79-205 m de ancho	Pc: N 33° n: 47		Base sub-horizontal y fuertemente erosiva. Tope neto y horizontal	Barras y relleno de canales fluviales entrelazados dominados por carga de lecho gravo-arenosa
Canales entrelazados arenosos	CEA	Areniscas finas a medianas y areniscas conglomerádicas	Superficies inclinadas de gran escala. Estratificación entrecruzada en artesa, laminación ondulítica de corriente, estratificación entrecruzada en bajo ángulo y estratificación horizontal.	St-Sc-Sh-Sh-Sb- (Gm-SGt)	Lenticular	0,2-2,5 m de espesor y 68-234 m de ancho	Pc: N 46° n: 93		Base cóncava hacia arriba a sub-horizontal y erosiva. Tope neto y horizontal.	Barras y relleno de canales fluviales entrelazados dominados por carga de lecho arenosa.
Canales meandrosos	CM	Areniscas finas a gruesas. Intraclastos pelicos concentrados en la base de cada estrato entrecruzado de gran escala.	Superficies inclinadas de gran escala. Óndulas de corriente, estratificación entrecruzada en artesa. Bioturbación moderada a intensa.	St-Sc-Sb	Lenticular	0,5-1,9 m de espesor y 45-120 m de ancho	Pc: N 37,5° n: 36		Base cóncava hacia arriba y erosiva. Tope horizontal e interdigitado con depósitos finos	Barras y relleno de canales fluviales meandrosos de carga mixta
Planicie de inundación	PI	Fangolitas, limolitas y areniscas muy finas a medianas.	Estructura masiva, laminación horizontal, óndulas de corriente, estratificación horizontal y estratificación entrecruzada en artesa. Grietas de desecación. Bioturbación leve a intensa. Restos de polen y algas	Fm-FI-Sc-Sh St-Sb	Tabular	Intervalos pelíticos de 0,5-7 m de espesor. Arreglos estratocrec. de 0,3-2 m de potencia. Cuerpos lenticulares de hasta 0,5 m de espesor y mas de 10 m de ancho			Base y techo horizontal, neto a transicional	Depósitos de planicies de inundación subaéreas. Depósitos de desbordamientos y relleno de canales secundarios o de descarga
Depósitos de crecidas distales	DCD	Fangolitas, limolitas y areniscas muy finas. Sucesiones granodecrescentes	Estructura masiva, laminación ondulítica de corriente y estratificación horizontal. Grietas de desecación. Bioturbación leve a intensa.	Fm-Sc-Sb Sh	Tabular	0,2-1,8 m de espesor			Base neta y erosiva. Tope neto	Depósitos generados a partir de la desaceleración de flujos no confinados distales durante eventos de crecidas

Tabla 5.2. Asociaciones de facies continentales

Tirsgaard, 1990; Newell, 2001), fluviales (Allen, 1983; Miall, 1985; Bridge, 1985, 1993; Holbrook, 2001; McLaurin y Steel, 2007) y transicionales (Mellere *et al.*, 2002; Anderson *et al.*, 2004; Johnson y Graham 2004; Olariu *et al.*, 2005; Plink-Bjorklund y Steel, 2005; Gani y Bhattacharya, 2007). En base a dichos conceptos, se utilizaron los principios de relación de superposición y corte entre superficies para señalar y trazar superficies limitantes, y se siguió una regla general de que las superficies de menor orden deben ser truncadas por superficies de una escala mayor. En este sentido, la escala de las superficies fue implementada para establecer el orden jerárquico de las mismas.

De esta manera, en principio se identificaron *superficies erosivas de pequeña, mediana y gran escala*. Las primeras separan sets de estratos inclinados de gran escala, las segundas delimitan la base de cuerpos individuales, y las terceras marcan la base de intervalos con amalgamación de cuerpos individuales, considerados en este análisis como fajas. Por su parte, las superficies inclinadas de gran escala separan estratos inclinados de gran escala y según Bridge (2003), representarían eventos depositacionales sobre las barras o el interior de canales durante crecidas fluviales.

5.2 METODOLOGÍA

La comprensión de la arquitectura de los cuerpos sedimentarios requiere de un análisis bidimensional y tridimensional de los afloramientos. Para abordar en el análisis arquitectural se confeccionaron fotomosaicos y se relevaron perfiles sedimentológicos de alta resolución (1:40) de intervalos claves espaciados entre 30 y 100 m, en los que se describieron estructuras sedimentarias, superficies limitantes, superficies internas, tendencias en las variaciones de tamaño de grano y patrones en las paleocorrientes (Fig. 5.1-5.7). Para la elaboración de los fotomosaicos se tomaron fotografías en forma transversal a los afloramientos, de manera que las fotografías tuviesen 50% de superposición lateral y corroborando que las exposiciones fueran normales a la línea central de la lente de la cámara. Esta técnica tiene por finalidad disminuir la distorsión del fotomosaico, sin embargo, en algunos casos no pudo ser correctamente desarrollada debido a las características de los afloramientos o a la falta de visuales normales a los mismos. Las fotografías fueron tomadas con una cámara réflex Nikon® 5000 y un teleobjetivo Nikon® con distancia focal entre 55 y 200 mm. En la construcción de los fotomosaicos las fotografías fueron unidas de manera que los cuerpos sedimentarios mantuvieran su correcta geometría. La escala de los fotomosaicos fue determinada por medio de mediciones directas en los afloramientos, toma de puntos GPS y a partir de las herramientas de medición brindadas por Google Earth®. En el análisis arquitectural de los

CT			CD			CEG			CEA			CM		
ancho real	espesor	W/T	ancho real	espesor	W/T	ancho real	espesor	W/T	ancho real	espesor	W/T	ancho real	espesor	W/T
46,67	0,68	68,64	101,61	0,95	106,96	135,07	1,11	121,66	106,35	1,66	64,17	58,97	0,63	93,82
32,33	0,70	46,19	98,67	1,45	68,05	152,64	2,78	55,00	177,06	1,32	133,89	58,03	1,26	46,01
36,61	0,35	104,59	59,34	1,00	59,34	115,32	1,11	104,26	206,43	2,13	96,89	73,09	0,94	77,86
44,85	0,45	99,67	134,67	0,77	174,90	185,69	1,63	113,74	68,14	0,88	77,29	84,88	0,95	89,00
59,10	0,56	105,54	78,23	0,86	90,97	194,92	2,77	70,29	147,41	1,58	93,08	64,69	1,19	54,56
38,59	0,30	128,63	109,54	1,05	104,32	175,55	1,41	124,75	78,26	0,71	109,57	90,45	0,56	161,52
18,31	1,00	18,31	81,86	1,10	74,42	148,59	1,75	84,79	113,80	1,32	86,06	72,45	0,76	95,33
15,52	0,50	31,04	58,90	1,20	49,08	188,32	0,89	211,43	81,91	1,57	52,26	65,44	0,82	79,80
67,65	0,50	135,31	88,15	1,35	65,30	135,10	0,56	240,34	233,61	1,49	156,28	61,77	1,22	50,63
34,55	0,43	80,35	95,34	0,88	108,34	200,60	1,04	192,37	211,74	2,09	101,17	81,56	1,03	79,18
61,99	0,81	76,53	120,55	1,40	86,11	145,70	0,87	167,15	167,03	2,21	75,71	45,67	0,98	46,60
61,44	0,65	94,53	75,55	1,45	52,10	150,07	1,44	104,27	167,02	0,71	236,55	99,34	1,19	83,48
76,88	0,70	109,83	83,88	0,98	85,59	105,00	2,60	40,38	191,03	0,98	195,41	89,45	1,92	46,59
43,21	0,53	81,53	105,56	0,81	130,32	98,99	3,90	25,38	158,75	1,52	104,39	78,20	1,14	68,60
54,56	0,48	113,67	98,45	1,34	73,47	205,00	1,80	113,89	132,13	0,68	194,63	81,49	1,20	67,91
			114,34	0,95	120,36	140,00	1,60	87,50	90,23	1,31	68,88	69,56	0,87	79,95
						133,90	3,40	39,38	78,45	0,69	113,70	110,33	0,95	116,14
						158,34	2,50	63,34	120,88	0,77	156,99	62,33	0,72	86,57
						203,45	1,50	135,63	101,98	1,18	86,42	119,44	1,70	70,26
						189,32	1,50	126,21	87,11	1,12	77,78	116,33	1,80	64,63
						156,45	1,50	104,30	93,44	0,53	176,30	72,44	0,98	73,92
						93,55	0,63	148,49	130,56	1,15	113,53	65,78	1,29	50,99
						167,77	1,90	88,30	81,35	0,42	193,69	70,55	1,10	64,14
						79,44	0,50	158,88	100,33	1,14	88,01			
						82,34	0,95	86,67	95,33	1,25	76,26			
						178,40	2,60	68,62	187,45	2,26	82,94			
						192,56	1,56	123,44	139,41	0,87	160,24			
						81,91	0,92	89,03	144,22	1,72	83,85			
						139,55	1,44	96,91	90,23	0,85	106,15			
						145,66	2,10	69,36	99,29	1,52	65,32			
						120,34	1,25	96,27	95,30	1,37	69,56			
						200,11	1,67	119,83	140,56	2,50	56,22			
						180,45	0,97	186,03	130,67	1,34	97,51			
						123,56	1,40	88,26	159,02	1,12	141,98			
						180,34	0,91	198,18	98,45	0,90	109,39			
						178,45	0,88	202,78	120,03	0,98	122,48			
						191,45	1,59	120,41	150,49	1,56	96,47			
						149,54	1,38	108,36	179,34	1,21	148,21			

n	15			16			38			38			23,00		
x	46,15	0,58	86,29	94,04	1,10	90,60	152,72	1,59	115,15	130,39	1,28	112,35	77,92	1,10	75,98
MIN	15,52	0,30	18,31	58,90	0,77	49,08	79,44	0,50	25,38	68,14	0,42	52,26	45,67	0,56	46,01
MAX	76,88	1,00	135,31	134,67	1,45	174,90	205,00	3,90	240,34	233,61	2,50	236,55	119,44	1,92	161,52
DS	17,58	0,18	34,01	20,91	0,24	32,94	37,05	0,77	50,59	42,76	0,52	65,61	19,14	0,35	25,92

Tabla 5.3. Medidas de anchos reales (W) y espesores (T) de las asociaciones de facies CD, CT, CEG, CEA, CM.

cuerpos se tuvieron en cuenta principalmente las geometrías, las dimensiones de los litosomas y la jerarquía de superficies. Para desarrollar este análisis, inicialmente se trazaron la geometría y estructuras internas de gran escala de los cuerpos sobre los fotomosaicos. Por su parte, las medidas de ancho y espesor de los litosomas fueron tomadas directamente en los afloramientos con cinta métrica u obtenidas mediante Google Earth® a partir de puntos específicos tomados con GPS.

Los diferentes cuerpos identificados fueron clasificados en términos descriptivos de sus dimensiones (W/T, ancho real/espesor), geometría externa y arquitectura interna, de acuerdo a la terminología propuesta por Friend *et al.* (1979) y Gibling (2006). Ambos trabajos reconocen dos grupos principales en los cuales los cuerpos sedimentarios pueden ser descriptos como cintas (*ribbons*) y mantos (*sheets*), diferenciables por su relación W/T menor o mayor a 15 respectivamente.

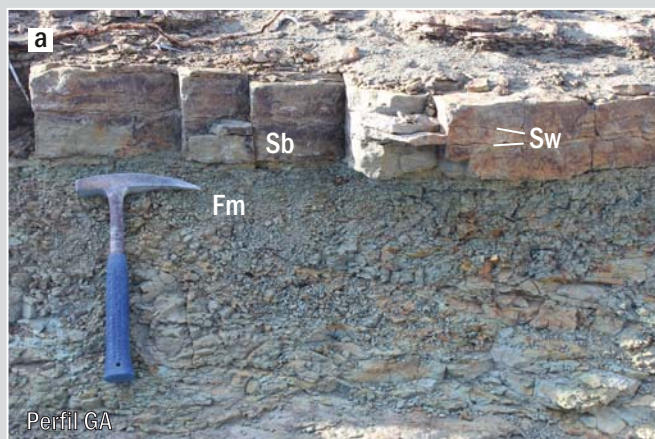
5.3 ASOCIACIONES DE FACIES MARINAS Y TRANSICIONALES

5.3.1 Prodelta (P)

Esta asociación fue reconocida en los afloramientos y el subsuelo (Fig. 5.1), y se integra predominantemente por fangolitas y limolitas grises a negras hasta areniscas muy finas (Fig. 5.1, 5.2.a). Los intervalos pelíticos comprenden fangolitas laminadas (Fl) y masivas (Fm) con restos de gasterópodos, crinoideos, bivalvos articulados bien preservados, y abundantes restos carbonosos. También, las fangolitas pueden presentar pirita diseminada y nódulos de hierro y/o manganeso. Comúnmente, las fangolitas gradan a limolitas y areniscas muy finas laminadas y bioturbadas (*Chondrites*, *Palaeophycus* y *Teichichnus*) (Fig. 5.2.b) (Sb) o con deformación sinsedimentaria (Sd). Estas facies conforman arreglos granocrecientes de hasta 5 m de espesor. En ocasiones entre las fangolitas intercalan delgadas capas tabulares a lenticulares decimétricas (0,2-0,5 m) de areniscas finas a medianas masivas (Sb) (Fig.5.2.a) o con laminación ondulítica por óndulas de corriente (Sc) (Fig.5.2.a). Las capas de areniscas se delimitan por bases netas, erosivas y con calcos de carga. Por su parte, los topes de las capas arenosas son netos, sobre los cuales se reconocen óndulas simétricas a ligeramente asimétricas (Sw) (Fig.5.2.a), con índices de óndula comprendidos entre 5 y 11.

Interpretación. La acumulación de fangolitas y limolitas laminadas habría tenido lugar en un ambiente de baja energía a partir de procesos de decantación por parte de plumas suspensivas (Fielding, 2010). Estas facies habrían adquirido posteriormente un aspecto masivo como resultado de la actividad biogénica (Gani y Bhattacharya, 2007) o una

PRODELTA (P)



BARRAS DE DESEMBOCADURA DISTALES (BD)

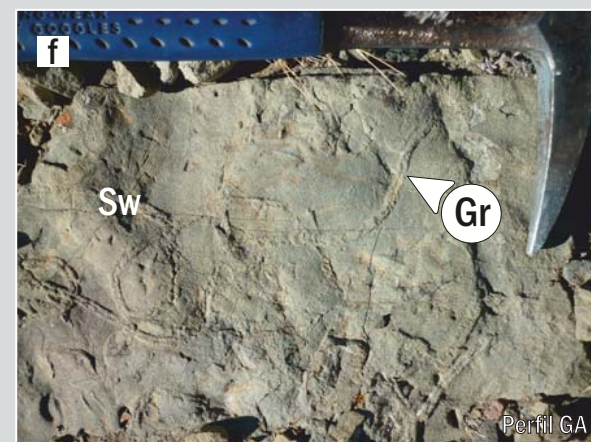
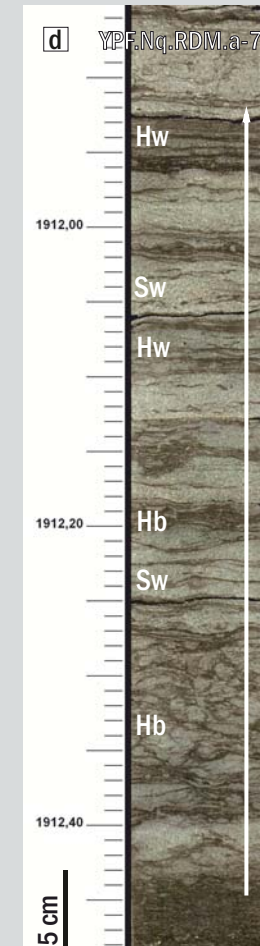
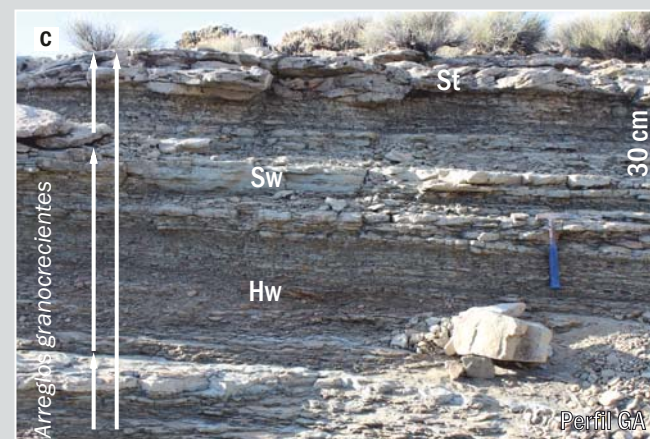


Figura 5.2. a) Vista general de la asociación de prodelta (P) conformada por fangolitas masivas asociadas a delgadas capas de areniscas masivas con óndulas de ola en el tope de las capas. b) Detalle de *Teichichnus* (Te) en fangolitas y areniscas muy finas masivas secundarias. c) Vista general de las facies componentes de las barras de desembocadura distales (BD) representadas por facies heterolíticas intensamente bioturbadas y capas lenticulares arenosas intercaladas en arreglos granocrecientes. d) Intervalo heterolítico con moderado y alto grado bioturbación y capas arenosas intercaladas en testigo corona. e) Intervalo heterolítico con alto grado de bioturbación de areniscas fangosas e intercalaciones de capas lenticulares de areniscas con estratificación entrecruzada en artesía. f) Detalle de *Gyrochote* (Gr) y óndulas simétricas en el tope de las capas de areniscas.

deformación asociada a sobrecarga de sedimentos. La abundancia de restos carbonosos se vincula a un suministro fitodetrítico desde ambientes continentales. Las capas de areniscas representarían la llegada de corrientes fluídas unidireccionales a estos sectores de baja energía; la estructura masiva sería el resultado de la actividad biogénica posterior. Por su parte, la presencia de óndulas preservadas en los topes de las capas arenosas sería el resultado del retrabajo por parte de corrientes oscilatorias que en ocasiones habrían presentado una cierta componente unidireccional. Los procesos interpretados sugieren la acumulación en un ambiente de prodelta, ubicado en los sectores distales de un sistema deltaico.

5.3.2 Barras de desembocadura distales (BD)

Esta asociación se integra predominantemente por areniscas fangosas bioturbadas e intervalos heterolíticos areno-fangosos de areniscas finas y fangolitas (0,3-2 m). Estos depósitos intercalan con capas discretas de areniscas finas a medianas, que incrementan su proporción en la vertical y definen arreglos granocrecientes (Fig. 5.2.c-e). Las areniscas fangosas (Hb) se componen en su mayoría de areniscas muy finas a finas en las que el fango se presenta de forma diseminada o bien, como delgadas láminas discontinuas (Fig. 5.2.d). En general, las areniscas fangosas muestran una estructura masiva asociada a una bioturbación moderada a intensa (*Palaeophycus*, *Diplocraterion*, *Cilindrichnus*, *Bergaueria*, *Conichnus* y *Teichichnus*) (Fig. 5.2.d, e), aunque en ocasiones se preserva una laminación difusa. Por su parte, los intervalos heterolíticos (Hw) se caracterizan por índices de bioturbación bajos a moderados (*Bergaueria* y *Conichnus*) (Fig. 5.2.c).

Los arreglos granocrecientes comprenden areniscas fangosas bioturbadas o intervalos heterolíticos que intercalan hacia el tope con capas lenticulares a tabulares de areniscas finas a medianas con laminación horizontal a entrecruzada de bajo ángulo (Sh), o estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala (St) (Fig. 5.2.e), o bien pueden presentar deformación sinsedimentaria (Sd). Las capas arenosas individuales presentan espesores de 0,2 a 0,7 m y poseen bases netas y erosivas, a veces con rasgos de deformación por carga. Por su parte, los topes de estas capas arenosas pueden ser netos o preservar óndulas simétricas (Sw), pequeños surcos y marcas de punzaduras, restos de troncos, moldes de grietas de sinéresis, intraclastos pelíticos y rasgos de bioturbación correspondientes a los icnogéneros *Gordia* y *Gyrochorte* (Fig. 5.2.f). Las paleocorrientes muestran una principal dispersión de los sedimentos comprendida entre el norte y el sursureste, con una moda orientada hacia el este (Tabla 5.1).

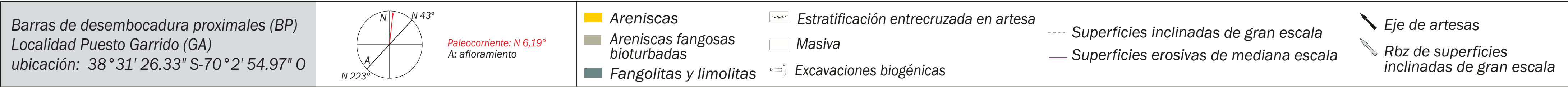
Interpretación. Los intervalos heterolíticos serían producto de la alternancia entre la acumulación de arena por parte de corrientes oscilatorias (influenciadas en ocasiones por componentes unidireccionales) y la acumulación de fango a partir de suspensiones. Durante condiciones normales del ámbito marino los intervalos heterolíticos habrían sido intensamente bioturbados (MacEachern *et al.*, 2005). Los icnogéneros identificados representarían una icnocenosis de *Cruziana* empobrecida, reconocida en ambientes subácueos de moderada a baja energía y condiciones ambientales de estrés probablemente asociadas a cambios en la salinidad o turbidez del medio (Pemberton *et al.*, 2001; MacEachern *et al.*, 2005). No obstante, las variaciones observadas en el índice de bioturbación sugieren diferentes grados de colonización del sustrato en respuesta a fluctuaciones en los factores de estrés del medio deposicional, probablemente vinculado a su posición relativa respecto de la zona de aporte fluvial (MacEachern *et al.*, 2007). En este contexto, bajas a nulas condiciones de estrés habrían tenido lugar en los sectores laterales o muy distales respecto de la zona de aporte fluvial y probablemente vinculados a una mayor influencia de los procesos de olas (Fig. 5.4.a). En estos sectores el sustrato habría sido intensamente colonizado por organismos infaunales y filtradores. Por su parte, las condiciones de estrés moderadas a altas habrían ocurrido en los sectores próximos a la zona de aporte fluvial, donde la actividad biogénica sería baja (Fig. 5.4.a).

Las capas lenticulares de areniscas más gruesas resultarían de la introducción de agua dulce al ambiente marino (Plummer y Gostin, 1981) y la acumulación por parte de corrientes unidireccionales de origen fluvial (Pulham, 1989). Eventualmente, durante los emplazamientos súbitos de estas corrientes habrían ocurrido fenómenos de deformación sinsedimentaria. Con posterioridad a la acumulación vinculada a las corrientes fluviales, las capas lenticulares arenosas habrían sido retrabajadas por el oleaje.

El conjunto de facies descrito y la presencia de arreglos granocrecientes definidos por parte de los intervalos heterolíticos y las capas arenosas, se interpretan como la acumulación y migración de barras de desembocadura distales.

5.3.3 Barras de desembocadura proximales (BP)

Esta asociación de facies se caracteriza por paquetes tabulares de 1,5 a 5 m de espesor, con arreglos internos granocrecientes y delimitados en la base por superficies erosivas o netas de *mediana* escala (Fig. 5.3). Los paquetes se integran por una serie de capas o estratos de areniscas finas a medianas (0,2 a 0,8 m) de geometría lenticular a tabular, que inclinan en ángulos variables entre 3° y 10°, e intercalan con niveles centimétricos de fangolitas carbonosas laminadas (Fig. 5.4.a-c). Los estratos inclinados se



delimitan por superficies inclinadas de gran escala y se agrupan en sets delimitados por superficies erosivas consideradas aquí como de *pequeña escala*. Las capas individuales se componen de areniscas con laminación ondulítica por óndulas de corriente (Sc), estratificación entrecruzada planar (Sp) y en artesa (St) (Fig. 5.4.c) y deformación sinsedimentaria (Sd). Estas facies muestran rasgos de bioturbación de baja a moderada intensidad (*Fugichnia*, *Cylindrichnus*, *Conichnus*, *Skolithos*) (Fig. 5.4.c,e). Los sets entrecruzados poseen espesores entre 0,2 y 0,6 m, y sobre las caras frontales se acumulan abundantes restos carbonosos, y recubrimientos e intraclastos pelíticos (Fig. 5.4.c). Con frecuencia sobre el tope de las capas se reconocen restos de troncos. Las paleocorrientes provenientes de los ejes de artesas muestran una dispersión de los sedimentos hacia el nornordeste (Tabla 5.1).

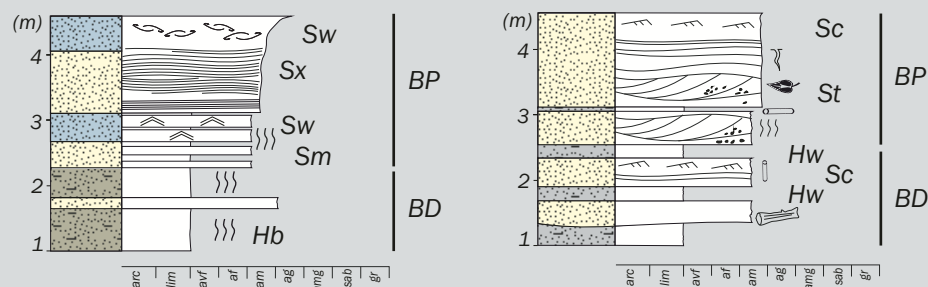
Con menor frecuencia, en esta asociación se registran paquetes tabulares de 1 a 3,5 m de espesor con arreglos grano y estratocrecientes (Fig. 5.4.a; Fig. 5.5.a, c) integrados por capas de areniscas y calcarenitas finas a medianas (0,15-1,5 m) con laminación ondulítica por óndula de ola (Sw) (Fig. 5.5.b), estratificación entrecruzada en artesa (St), estratificación entrecruzada de bajo ángulo a horizontal (Sh), estratificación entrecruzada monticular (Sx), y areniscas bioturbadas (Sb) (Fig. 5.5.c-f). En los topes de las capas se preservan óndulas simétricas (Sw) de crestas redondeadas con índices de óndula entre 7 y 10. Las calcarenitas con frecuencia conforman delgadas capas ubicadas en el tope de los paquetes y portan bioclastos de bivalvos de tamaños mayores a los 2 mm, fragmentados, desarticulados y en ocasiones imbricados en dirección nornordeste. En estos arreglos, el grado de bioturbación varía entre moderado a alto (Fig. 5.5.d-e) y comprende los icnogéneros *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Chondrites*, *Conichnus*, *Gyrochorte*, *Cylindrichnus*, *Arenicolites*, *Skolithos* y *Palaeophycus*. En este caso, las paleocorrientes muestran una dispersión de los sedimentos en una orientación noroeste-sudeste (Tabla 5.2).

Los paquetes arenosos de la asociación de facies descrita comúnmente erosionan y cubren depósitos de barras de desembocadura distales (BD).

Interpretación. Los paquetes dominados por facies arenosas con estructuras unidireccionales serían producto de la acumulación a partir de flujos tractivos unidireccionales en condiciones friccionales durante la expansión y desaceleración de corrientes fluviales en el área de desembocadura en un medio marino (Fielding, 2010). Durante períodos de cese en la descarga fluvial, se acumularían niveles pelíticos a partir de suspensiones sobre las capas arenosas. La notoria abundancia y preservación del material vegetal e intraclastos pelíticos sugiere una conexión directa con sistemas fluviales activos

a

ACUMULACIÓN DE BARRAS DE DESEMBOCADURA



Descarga fluvial

Influencia de procesos de olas y tormentas durante la acumulación

Actividad biogénica

- | | |
|---------------------------------------|---|
| Areniscas | Estratificación de bajo ángulo |
| Areniscas calcáreas | Estratificación entrecruzada en bajo ángulo |
| Areniscas fangosas bioturbadas | Estratificación entrecruzada planar |
| Intervalos heterolíticos | Estratificación entrecruzada en artesa |
| Fangolitas y limolitas gris oscuras | Laminación ondulítica de corriente |
| Bioturbación | Laminación ondulítica de ola |
| Grietas de sinéresis | Masiva |
| Restos de briznas vegetales y troncos | BP Barras de desembocadura proximales |
| | BD Barras de desembocadura distales |

BARRAS DE DESEMBOCADURA PROXIMALES (BP)

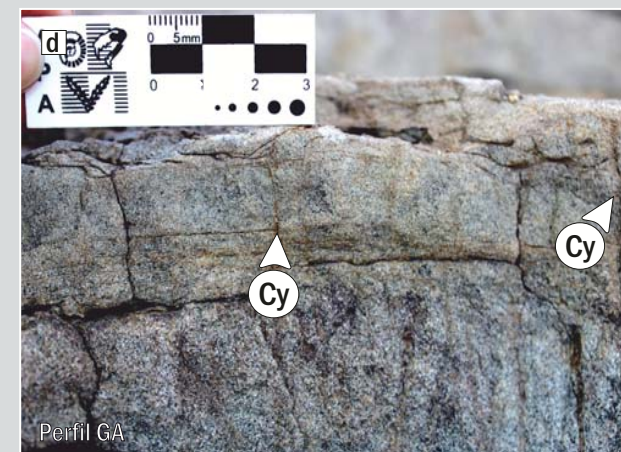
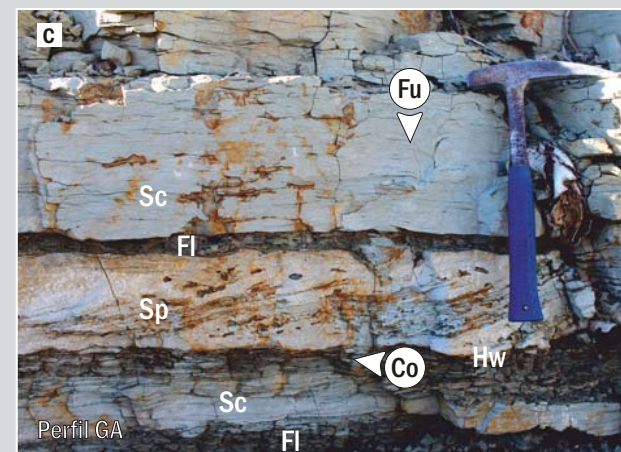


Figura 5.4. a) Perfiles esquemáticos de los depósitos de barras de desembocadura vinculados a procesos fluviales y de olas. Los triángulos blancos indican las tendencias e interrelaciones por parte de los distintos procesos activos durante la acumulación de las barras, en relación a la periodicidad de las descargas fluviales. b) Vista general de las facies integrantes de las barras de desembocadura proximales en testigo corona. c) Paquete de capas tabulares de areniscas con estratificación entrecruzada planar, laminación ondulítica de corriente y rasgos biogénicos (*Fugichnia*). Nótese la intercalación con niveles discretos de escala centimétrica de fangolitas laminadas y heterolíticos con laminación ondulítica y rasgos biogénicos (*Conichnus* (Co)). e) Detalle de *Cylindrichnus* (Cy).

BARRAS DE DESEMBOCADURA PROXIMALES (BP)

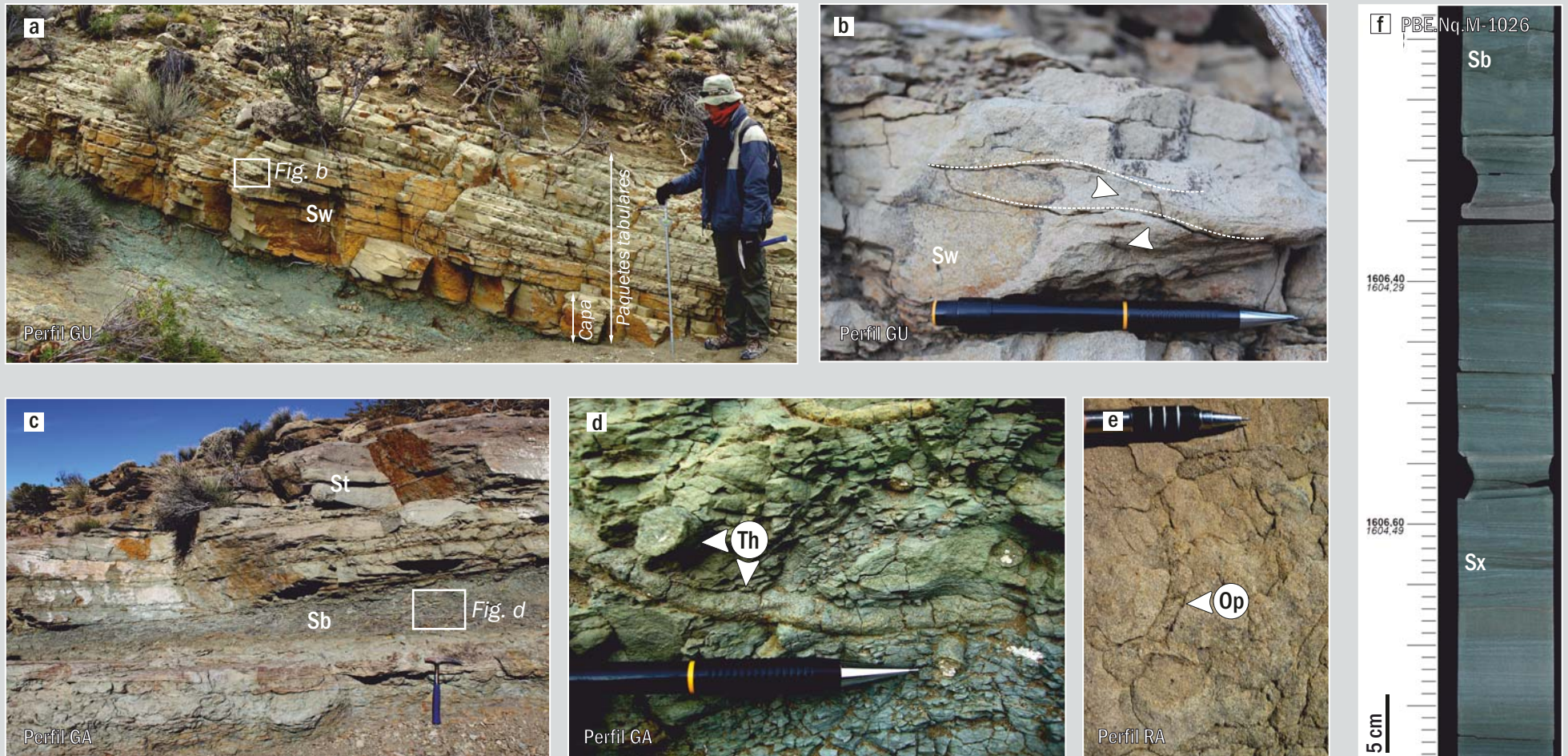


Figura 5.5. a) Vista general de paquete de capas tabulares de areniscas con dominio de estructuras asociadas a flujos oscilatorios, interpretados como depósitos de barras de desembocadura proximales (BP). b) Detalle de laminación ondulítica de ola. Nótese el perfil simétrico de las óndulas y las caras frontales preservadas que se orientan en sentidos opuestos. c) Vista de paquete de capas lenticulares de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa y areniscas bioturbadas. d) *Thalassinoides* (Th) y e) *Ophiomorpha* (Op) en areniscas bioturbadas. f) Vista general de asociación de facies de barras de desembocadura proximales en testigo corona.

en un ambiente continental aledaño. Por su parte, la presencia de estructuras deformacionales se vincularían a condiciones de alta tasa de sedimentación.

Por su parte, los paquetes de areniscas y calcarenitas con laminación entrecruzada de bajo ángulo representarían la acumulación por parte de flujos combinados con una fuerte componente unidireccional, mientras que las capas con estratificación entrecruzada monticular serían el resultado de la generación de grandes óndulas asimétricas y/o "montículos" durante el desarrollo de flujos oscilatorios o combinados (Dumas y Arnott, 2006), asociadas a fenómenos de tormenta. Este proceso es capaz de removilizar el material del lecho marino y promover la mezcla de componentes bioclásticos y terrígenos en los sectores alejados de la zona de descarga del sistema fluvial alimentador. Por su parte, la presencia de óndulas simétricas representaría el retrabajo a partir de corrientes oscilatorias. Las trazas fósiles identificadas se interpretan como pertenecientes a una icnocenosis de *Skolithos-Cruziana* empobrecida (Pemberton et al., 2001). Esta icnocenosis se desarrolla comúnmente en ambientes subácueos notoriamente influenciado por condiciones de estrés del medio, como fluctuaciones en la salinidad o turbidez.

Los paquetes tabulares generados por flujos friccionales o flujos combinados y oscilatorios, conformados por series de capas o estratos inclinados, representarían barras levemente confinadas con desarrollo de superficies de acreción. Estos paquetes, muestran una directa relación vertical y espacial con las barras de desembocadura distales (BD). En este sentido, la asociación de facies descrita representaría la acumulación y migración de barras de desembocadura proximales. Por su parte, el dominio de estructuras unidireccionales y deformacionales, asociado a rasgos de bioturbación de baja a moderada intensidad y una alta participación de restos carbonosos e intraclastos pelíticos, presentes en gran parte de los paquetes reconocidos, sugieren que el desarrollo de dichas barras habría estado promovido principalmente por eventos de descargas fluviales al medio marino (Gani et al., 2005) (Fig.5.4.a). Eventualmente, la acumulación de las barras habría estado influenciada por los procesos de olas en sectores alejados a la zona de descarga fluvial, o bien durante períodos en los que la descarga de los ríos fuese menor (Fig.5.4.a).

5.3.4 Canales terminales (CT)

Esta asociación de facies fue reconocida principalmente en los afloramientos del área de estudio (Fig. 5.1), y comprende cuerpos lenticulares arenosos con bases erosivas y topes netos (Fig. 5.6.a; Fig. 5.7), con espesores de 0,3 a 1,10 m y extensiones laterales inferiores a los 77 m (valor promedio de 46,15 m) (Fig. 5.6.b; Tabla 5.3). A partir de sus relaciones ancho/espesor (de ahora en más simplificado como W/T), los cuerpos

CANALES TERMINALES (CT)

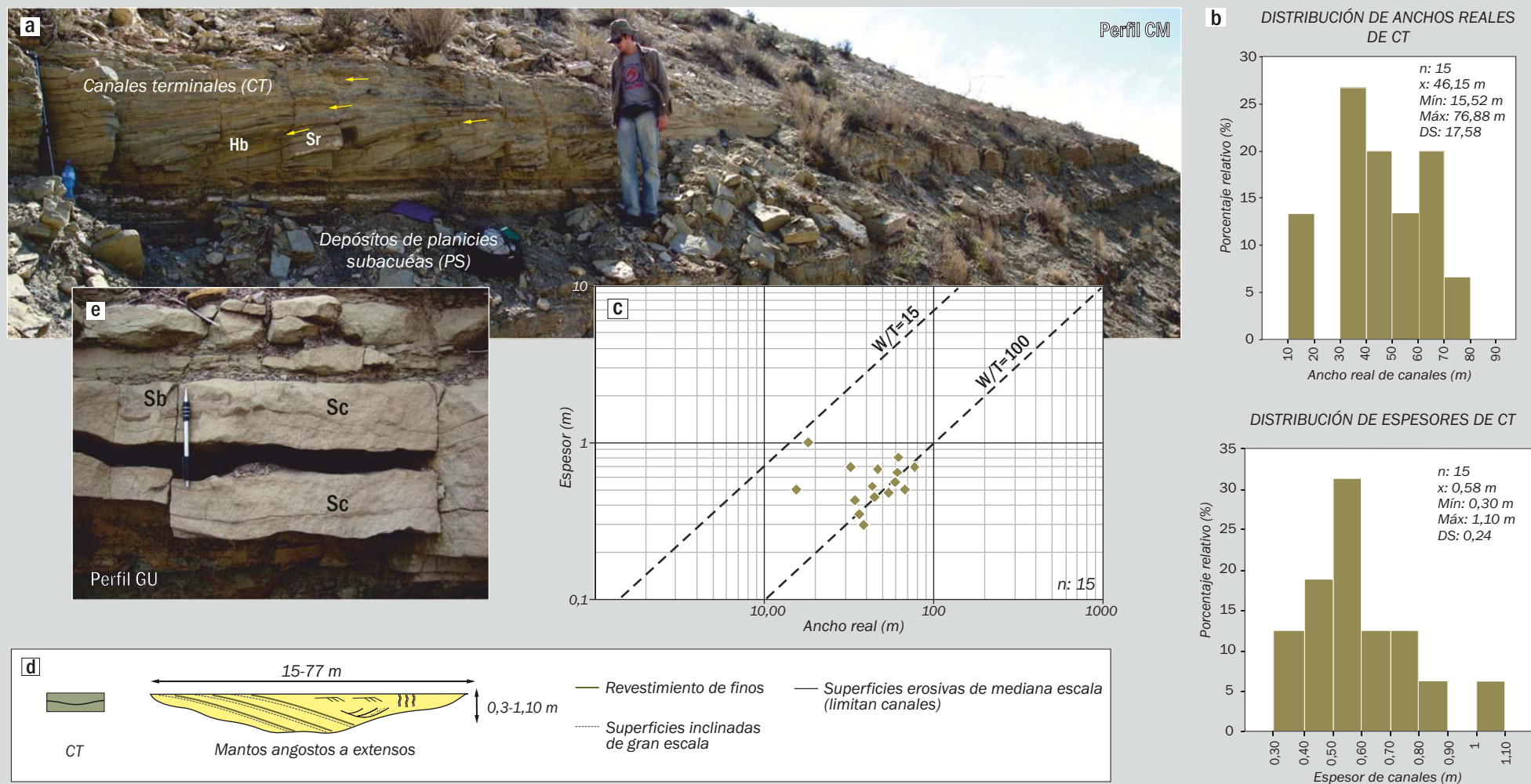


Figura 5.6. Vista general de la asociación de canales terminales (CT). Nótese en el interior del canal las superficies inclinadas de gran escala cubiertas por revestimientos heterolíticos (flechas amarillas). b) Distribución de valores de anchos reales y espesores de canales terminales. c) Distribución de valores de relación W/T para los mismos. d) Esquema arquitectural simplificado de CT. e) Detalle de areniscas con laminación ondulítica de corriente con delgados recubrimientos pelíticos y areniscas masivas bioturbadas.

lenticulares se clasifican según Gibling (2006) como *mantos angostos y extensos* (Fig. 5.6.c,d).

Los cuerpos lenticulares se delimitan por bases erosivas consideradas aquí de *mediana escala*, en las cuales comúnmente se concentran intraclastos pelíticos y restos de troncos mayores a los 0,1 m de diámetro y están revestidas por limolitas o intervalos heterolíticos bioturbados (*Palaeophycus*) (Fig. 5.7). En ocasiones, los cuerpos lenticulares individuales se superponen vertical y lateralmente, conformando cuerpos multiepisódicos (Fig. 5.7; Fig. 5.6.d). Sobre el tope de los cuerpos se reconocen óndulas asimétricas (Sc), trazas fósiles de locomoción (repichnia), excavaciones verticales (*Skolithos*) y a veces grietas de desecación o niveles bioclásticos con restos de bivalvos. Estos cuerpos se presentan comúnmente rellenos por areniscas finas a medianas con laminación ondulítica de corriente (Sc) (Fig. 5.6.e), con estratificación entrecruzada en artesa (St) y deformación sinsedimentaria (Sd), y en menor medida por areniscas bioturbadas (Sb). Eventualmente, dentro de los sets entrecruzados las caras frontales muestran una variación en la granulometría de las láminas y alternan entre areniscas finas y medianas, como así también, sobre las caras frontales se preservan recubrimientos carbonosos discontinuos. En ocasiones se observan superficies inclinadas de gran escala con orientaciones oblicuas a normales a las paleocorrientes de los ejes de artesas y la laminación ondulítica de corriente (Fig. 5.7; Fig. 5.6.d). Estas superficies inclinan entre 5° y 20°, y delimitan estratos inclinados de gran escala (Bridge, 2003; 2006). Los estratos inclinados se cubren por revestimientos pelíticos o heterolíticos discontinuos, y por abundantes restos carbonosos y briznas vegetales (Fig. 5.6.a). En su interior, los estratos inclinados muestran un arreglo granodecreciente.

Las paleocorrientes provenientes de ejes de artesas sugieren un transporte de los sedimentos hacia el noreste (N 27°) con un rango de dispersión entre el norte y sudeste (Tabla 5.1). Estos cuerpos se vinculan verticalmente con distintas asociaciones de facies ya que truncan depósitos de barras de desembocadura proximales (BP), y gradan a planicies subácueas (PS), o bien pueden aparecer intercalados con depósitos de esta última asociación (Fig. 5.1, 5.7.b)

Interpretación. La asociación de facies descrita representaría el relleno de canales a partir de corrientes unidireccionales fluviales. Este relleno habría sido producto de la acumulación durante la migración de barras y megaóndulas en el lecho del canal. Las variaciones granulométricas en las caras frontales de los sets entrecruzados y la presencia de revestimientos carbonosos preservados sobre las mismas se interpretan como variaciones en la velocidad de las corrientes fluviales. Estas variaciones en la velocidad de

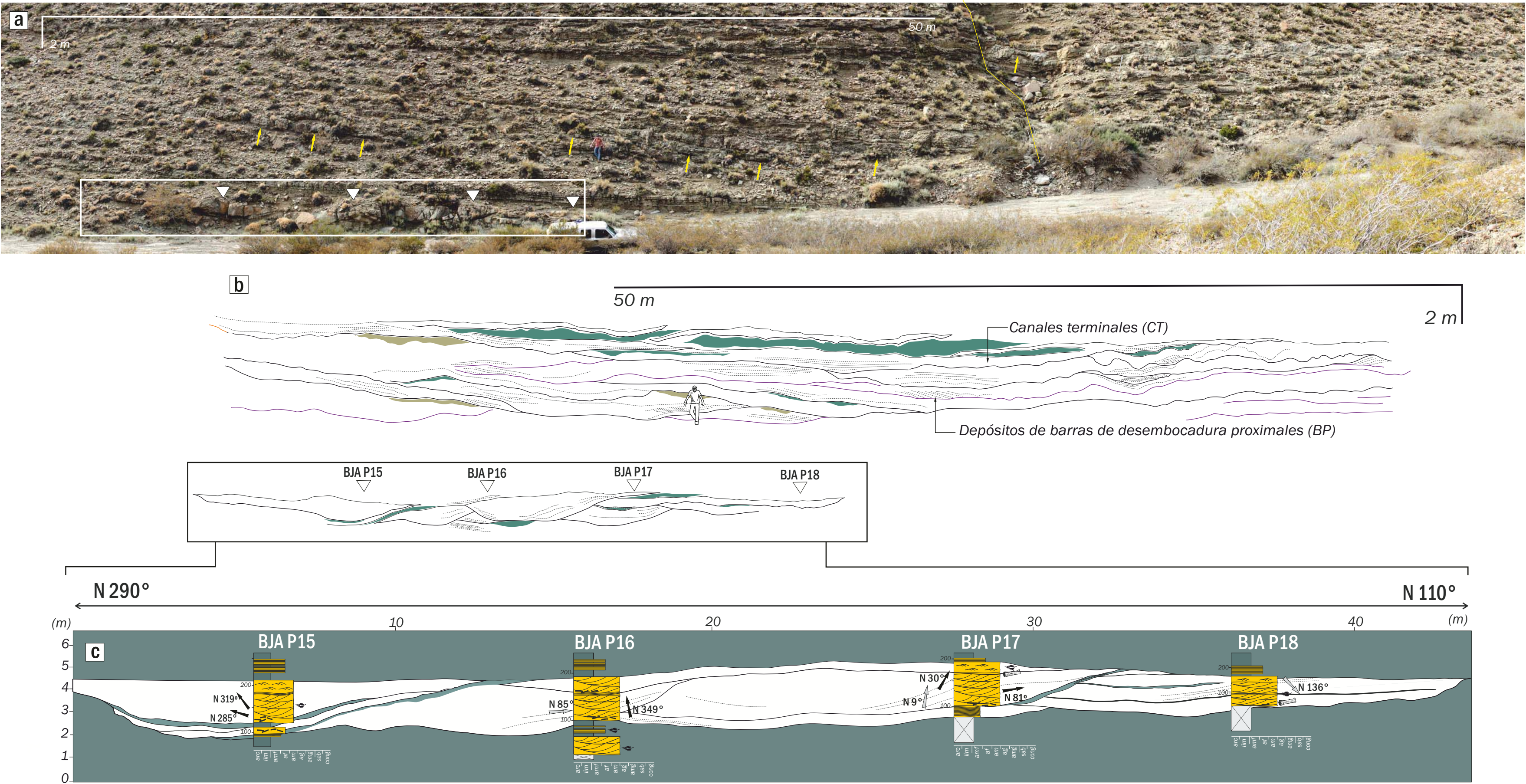
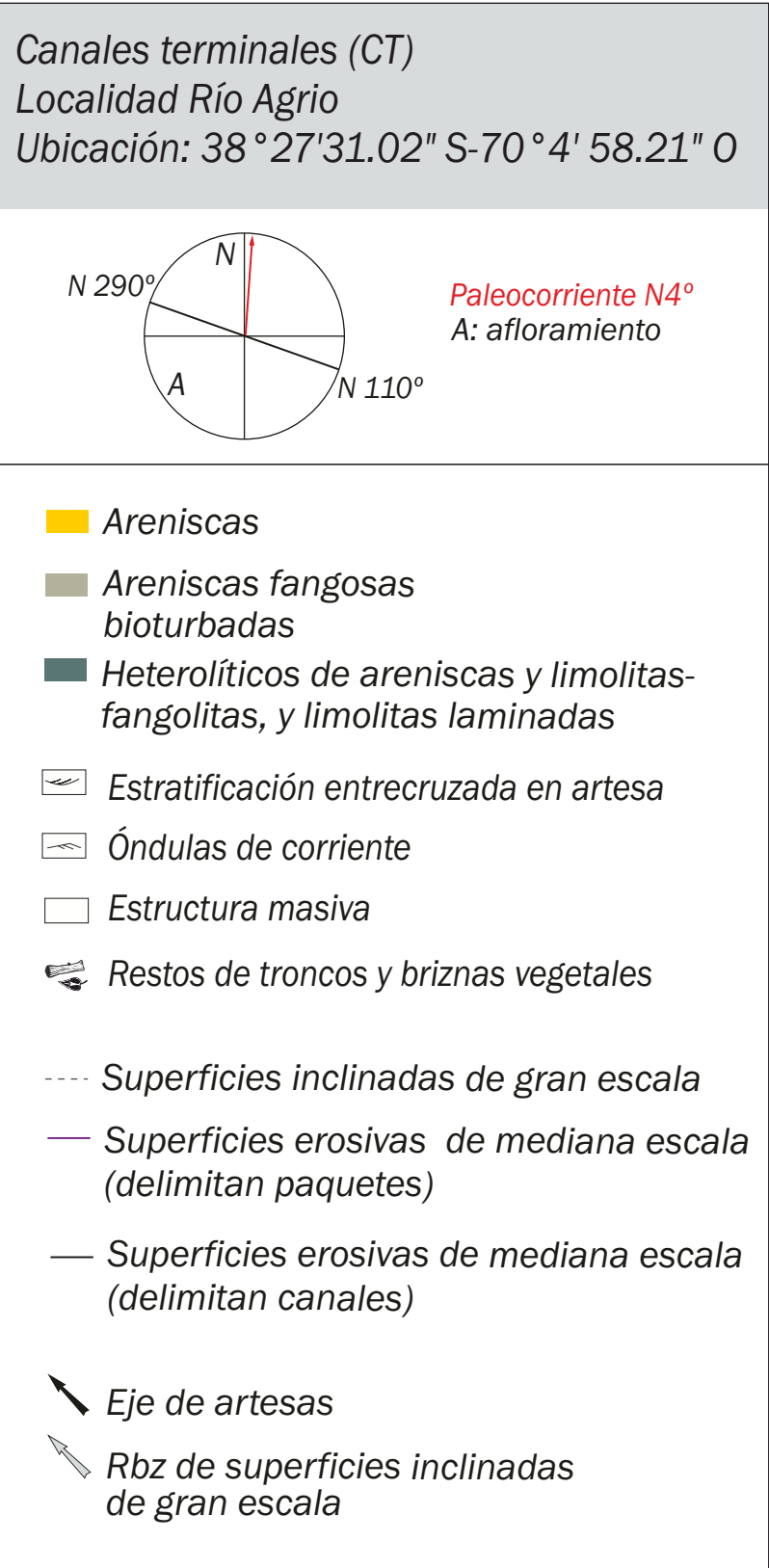


Figura 5.7: Análisis arquitectural de asociación de canales terminales en RA. a) Fotomosaico con orientación N 290°-110° y ubicación de panel arquitectural (recuadro blanco) y perfiles de detalle. En el mismo se indican las superficies erosivas que delimitan la base de los cuerpos lenticulares interpretados como CT (flechas amarillas). b) Mapeo de CT y BP. c) Panel arquitectural de la asociación de CT. Se muestra detalle de facies, paleocorrientes, orientación de superficies inclinadas de gran escala y jerarquía de superficies relacionadas con los CT.

las corrientes podrían deberse a un factor estacional, o a una débil modulación por parte de corrientes mareales (Dalrymple y Choi, 2007; Martinius y Gowland, 2011) desarrollada en una zona de transición marina marginal (Dashtgard *et al.*, 2012). No obstante, la mayoría de los revestimientos carbonosos son discontinuos y carecen de la ritmicidad comúnmente vinculada a procesos de origen mareal (Longhitano *et al.*, 2012). En este contexto, la probable modulación de las corrientes mareales en estos depósitos no puede ser inferida de modo directo. La presencia de restos de troncos y la abundancia de restos carbonosos y briznas vegetales sugiere un aporte de sedimento desde sectores continentales vegetados.

Los estratos inclinados de gran escala se interpretan como estructuras de acreción de barras (Smith, 1974; Bridge, 2003, 2006) desarrolladas en una orientación oblicua a normal a la migración de las formas de lecho predominantes. La acumulación de los depósitos heterolíticos tendría lugar con posterioridad a la erosión del canal, por agradación y migración en dirección aguas arriba de barras de desembocadura (Olariu y Bhattacharya, 2006); o bien, por relleno pasivo durante un estadio de abandono o descenso en la descarga fluvial (Li y Bhattacharya, 2014; Martini y Sandrelli, 2015). Su organización multiepisódica se interpreta como resultado de un rápido relleno del canal y su reubicación a sectores adyacentes. La presencia de niveles bioclásticos e icnogéneros reconocidos en el tope de los canales sugieren la circulación de aguas salobres en el interior de los canales (Buatois y Mángano, 2011).

Con lo dicho, la directa relación vertical establecida entre la asociación descripta (CT) con barras de desembocadura proximales (BP) y planicies subácuas (PS), asociado a la presencia de niveles bioclásticos y las trazas fósiles presentes en los canales, sugiere que la asociación CT representaría canales terminales desarrollados en un ámbito subácuo, inmediatos a la línea de costa. Adicionalmente, la presencia de grietas de desecación en el tope de algunos canales indicaría episodios de exposición subaérea posteriores a su abandono.

5.3.5 Planicies subácuas (PS)

La asociación fue reconocida en la totalidad de los perfiles relevados (Fig. 5.1) y está representada por paquetes tabulares (Fig. 5.8.a) de 1,7 a 12 m de potencia, conformados por arcillitas, fangolitas y limolitas laminadas (FI) (Fig. 5.8.b), fangolitas y limolitas masivas (Fm), facies heterolíticas con óndulas de ola (Hw) y bioturbadas (Hb) y areniscas y calcarenitas con laminación ondulítica de ola (Sw) y de corriente (Sc). Los paquetes tabulares se presentan como sucesiones granodecrecientes o crecientes, o bien sin un

arreglo definido. Eventualmente, las fangolitas presentan grietas de desecación hacia el tope de las sucesiones granodecrecientes.

Los depósitos finos poseen abundantes briznas vegetales, restos de polen, esporas y algas, y gradan a intervalos heterolíticos con estratificación mixta ondulosa y flaser (Hw) (Fig. 5.8.c,e). Con frecuencia en estos intervalos heterolíticos se reconocen óndulas asimétricas orientadas en sentidos opuestos (Fig. 5.8.c). Estos depósitos presentan bioturbación leve, baja icnodiversidad (*Palaeophycus*, *Planolites* y *Teichichnus*) y los icnogéneros son de tamaños reducidos. Los icnogéneros identificados se concentran en niveles particulares. En ocasiones sobreyacen delgadas capas (0,05 a 0,27 m) de calcarenitas con laminación ondulítica de ola (Sw).

Las sucesiones granocrecientes finalizan con capas tabulares (0,05 a 0,44 m de espesor) de areniscas con óndulas de ola (Sw), laminación ondulítica de corriente (Sc), estratificación entrecruzada en artesa (St), estratificación horizontal (Sh) y/o areniscas bioturbadas (Sb) (Fig. 5.8.e). Estas capas arenosas presentan bases netas o erosivas, con estructuras de corte y relleno (*gutter cast*) (Fig. 5.8.f) y calcos de carga, y muestran un incremento de su espesor en el tope de la sucesión.

Los depósitos de la asociación PS se presentan en estrecha relación espacial y estratigráfica con depósitos de canales terminales (CT) (Fig. 5.1) en el tramo basal del intervalo de estudio. Aquí, sobre el tope de las capas arenosas presentes en la asociación PS se preservan trenes de óndulas asimétricas (Sc), con crestas rectas o falcadas y orientadas hacia el noreste-este. Por otro lado, la asociación PS se vincula también espacial y verticalmente con rellenos de canales terminales (CT) y depósitos de centro de estuario (DCE), en este caso ubicados en el tramo superior del intervalo de estudio (Fig. 5.1). Aquí la asociación PS muestra paleocorrientes asociadas a los ejes de artesas que sugieren un transporte de sedimentos hacia el sudeste, con un rango de dispersión comprendido entre el noreste y sudoeste.

El contenido microfósil presente en delgados niveles de calcarenitas comprende restos de ostrácodos (Fig 5.9.a.1-13), gasterópodos y bivalvos (Fig. 5.8.d). Por otro lado, las facies finas portan restos de polen pertenecientes en su mayoría a coníferas (Fig. 5.9.b-d), y en menor proporción, a cheirolepidiáceas y podocarpáceas. También incluye restos de esporas representados principalmente por esporas lisas de helechos (Fig. 5.9.e,f) y en menor proporción, por esporas de schizaceas, marciliaceas, briofitas y hepatofitas (Fig. 5.9.g,h). Por su parte, los restos de algas constituyen un componente menor del contenido fósil (Fig. 5.9.i,j).

PLANICIES SUBÁCUEAS (PS)

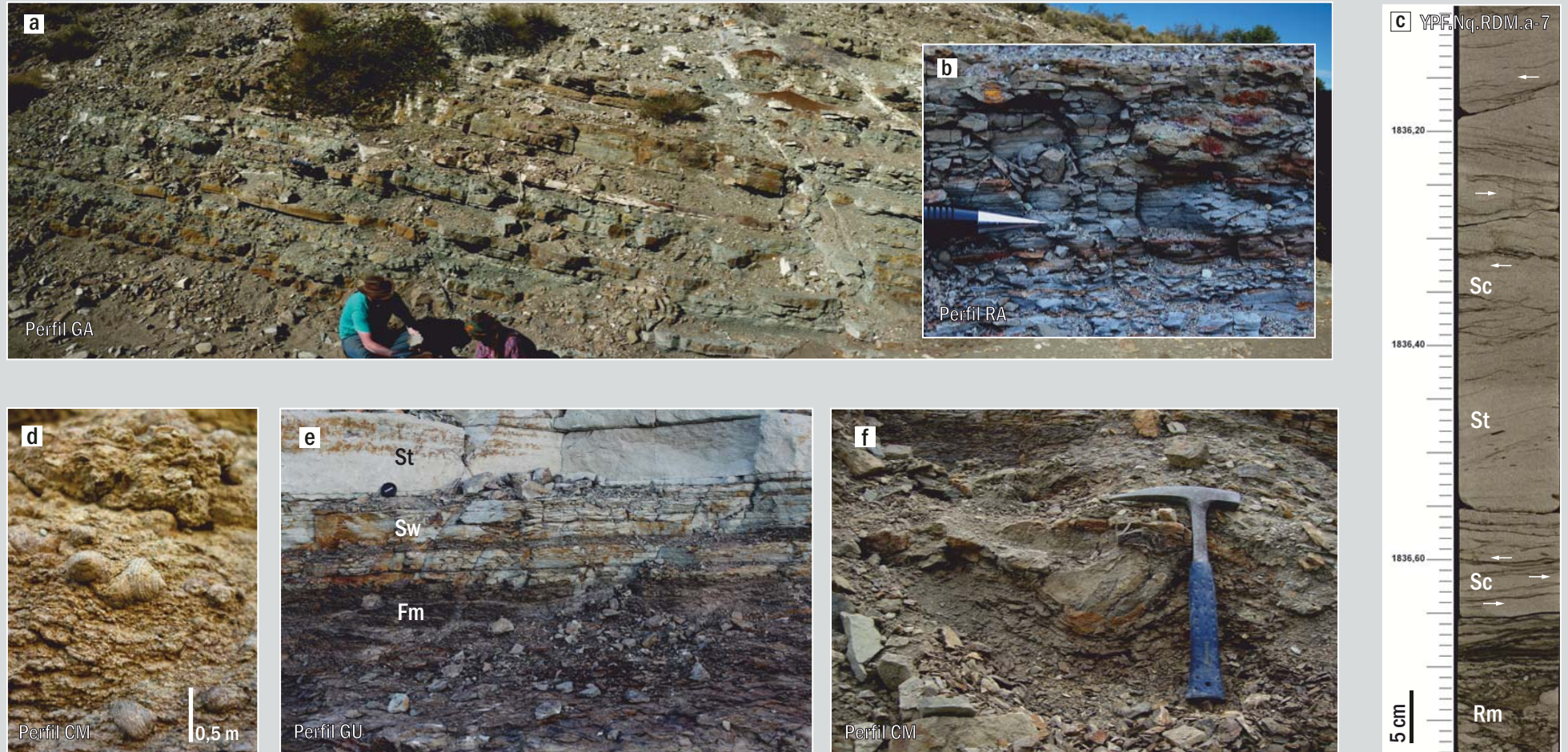


Figura 5.8. a) Vista general de la asociación de planicies subacuáticas (PS). Nótese la geometría tabular del paquete y su arreglo granocrescente. b) Detalle de fangolitas y limolitas laminadas. c) Vista en subsuelo de los depósitos interpretados como planicies subacuáticas. Nótese la estratificación *flaser* definida a partir de la laminación ondulítica de corriente con delgadas carpetas de fango. d) Detalle de gasterópodos en calcarenitas. e) Vista de arreglo granocrescente conformado por fangolitas grises oscuras, areniscas con estratificación *flaser* y capas de areniscas con laminación entrecruzada en artesa. f) Detalle de estructura de corte y relleno en la base de paquete de finos.

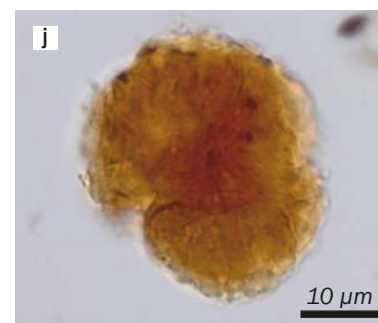
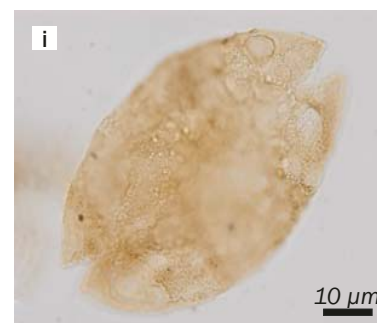
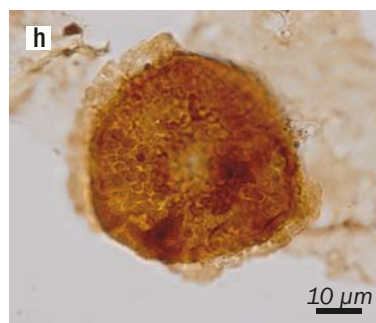
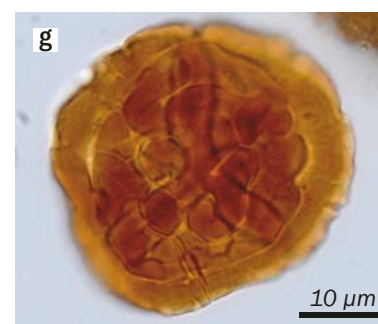
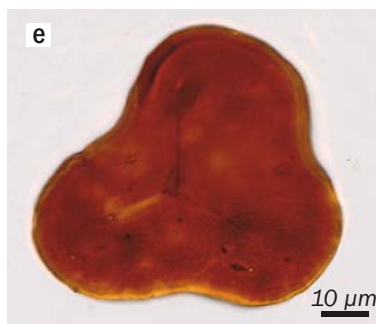
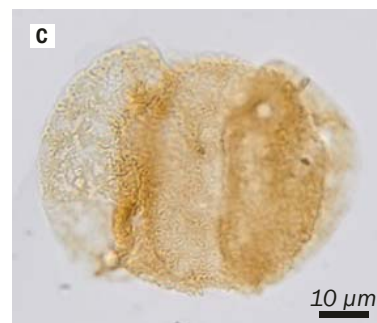
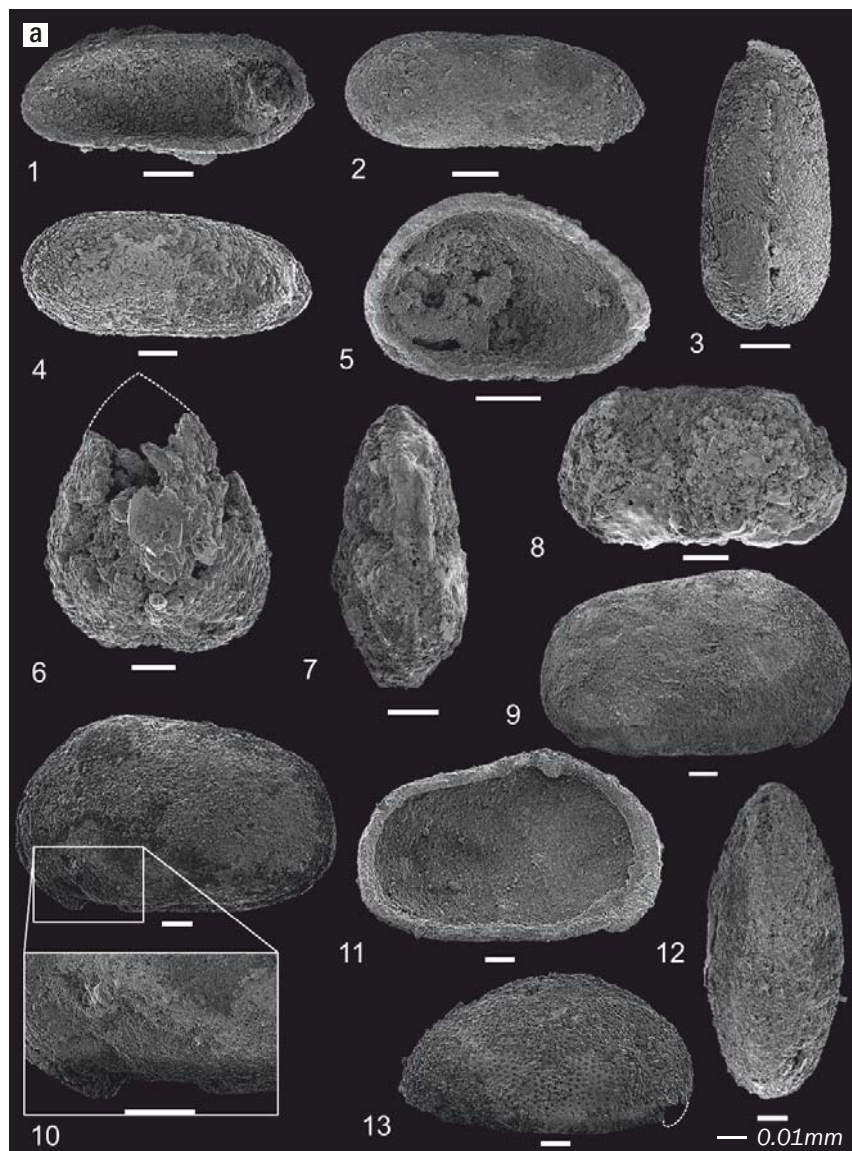


Figura 5.9. Contenido microfósil de planicies subacuáticas (PS). a) 1-4. *Alicenula* sp. 1, valva derecha, vista interna; 2, caparazón, vista lateral derecha; 3, caparazón, vista dorsal; 4, caparazón, vista lateral derecha. 5-6. *Metacypris* sp. 5, valva izquierda femenina, vista interna; 6, caparazón femenino, vista dorsal. 7-8. Cf. *Wolburgiopsis plastica* (Musacchio), 7, caparazón, vista dorsal; 8, caparazón, vista lateral izquierda. 9-12. *Cypridea modestissima* Musacchio, 1978. 9, caparazón, vista lateral derecha; 10, caparazón vista lateral izquierda y detalle del borde anteroventral; 11, valva izquierda, vista interna; 12, caparazón, vista dorsal. 13. Cf. *Cypridea ludica* Musacchio, 1971; caparazón, vista lateral derecha. Escala gráfica= 0.01mm. b) *Classopollis* sp. c) *Podocarpidites ellipticus* Cookson 1947. d) *Callialasporites segmentatus* (Balme) Srivastava 1963. e) *Cyathidites australis* Couper 1953. f) *Cyathidites* sp. con abundante alteración de pirita. g) *Interulobites intraverrucatus* (Brenner) Phaden Philips y Felix 1971. h) *Aequitriradites verrucosus* (Cookson y Dettmann) Cookson y Dettmann 1961. i) *Botryococcus* sp. j) *Ovoidiites parvus* (Cookson y Dettmann) Nakoman 1966. Escala gráfica: 10 μm.

Interpretación. La ritmicidad observada entre láminas de fangolita y limolita, y la alternancia entre capas de areniscas con laminación ondulítica y niveles de fangolitas en intervalos discretos, sugiere una acumulación controlada por una alternancia entre procesos tractivos y suspensivos de muy alta frecuencia, probablemente en respuesta a la influencia de corrientes mareales (Middleton, 1991; Goodbred y Saito, 2012). La presencia de intervalos heterolíticos con estratificación mixta ondulosa a flaser, y de óndulas orientadas en sentidos opuestos sugiere una acumulación a partir de corrientes mareales vinculadas a flujos reversos (Reineck y Wunderlich, 1968; Reineck y Singh, 1980). En este sentido, estos intervalos heterolíticos representarían una sucesión desarrollada en sectores intermareales a submareales (Dalrymple, 1992; Collinson *et al.*, 2006) de planicies mareales (Willis, 2005). En este contexto, las areniscas con laminación ondulítica serían el producto de migración y agradación de óndulas por corrientes mareales, mientras que los recubrimientos de fango se generarían en los periodos de muy baja intensidad o ausencia de las mareas. Los depósitos finos enriquecidos en restos carbonosos sugieren la acumulación por procesos de floculación y decantación a partir de suspensiones generadas durante inundaciones por desbordamiento de canales (Fielding, 2010), y/o suspensiones transportadas por corrientes mareales residuales de baja energía orientadas hacia el continente (Dalrymple y Choi, 2007). Por su parte, las capas de areniscas con laminación ondulítica y estructuras de corte y relleno, representarían procesos tractivos unidireccionales asociados a fluctuaciones periódicas de energía durante eventos de crecidas fluviales. Los depósitos bioclásticos representarían episodios de colonización de organismos en pequeños marismas o cuerpos de agua salobre restringidos. La asociación de icnogéneros identificados, caracterizados por una baja diversidad, morfología simple y tamaños reducidos, sugieren ambientes de aguas salobres influenciados por mareas (Gingras y MacEachern, 2012), como así también ambientes de baja energía y/o con mayor protección respecto a ambientes marinos abiertos (MacEachern *et al.*, 2005, 2010).

La microfauna representada por ostrácodos de las familias Cyprideidae, Darwinulidae y Limnocytheridae y los diferentes géneros de algas reconocidos dentro de la asociación, constituyen especies asociadas a ambientes dulceacuícolas (Musacchio, 1971), en aguas poco profundas ya sean del tipo lacustres o palustres (Zipp, 1998) y de condiciones oligotróficas a mesotróficas (Tyson, 1995 y Rodríguez Amenábar, 2003). Por su parte, la presencia de restos fósiles de palinomorfos pertenecientes a cheirolepidiaceas (coníferas) sugiere el desarrollo de planicies drenadas ubicadas en ambientes trasicionales (Quattrocchio *et al.*, 2011), mientras que la abundancia de esporas lisas pertenecientes a diferentes familias de helechos resulta indicativa de ambientes húmedos.

De esta forma, la asociación descrita se interpreta como planicies subáneas vinculadas a fuente significativa de aporte de agua dulce e influenciadas por mareas durante eventos de cese en la descarga fluvial, adyacentes a los canales terminales (CT). Eventualmente, estas planicies subáneas alcanzarían condiciones de exposición subaérea.

5.3.6 Canales distributarios (CD)

Esta asociación comprende cuerpos arenosos de geometría lenticular (Fig. 5.10.a), los cuales poseen entre 0,77 y 1,45 m de espesor y anchos de hasta 135 m (valores promedio de 94 m) (Fig. 5.10.b; Tabla 5.3), y partir de sus relaciones W/T se clasifican según Gibling (2006) como *mantos angostos y extensos* (Fig. 5.10.c,d).

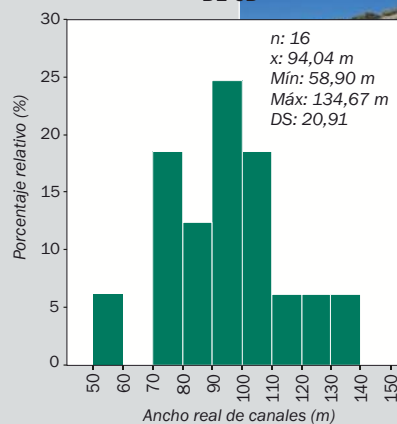
Los cuerpos se delimitan por bases erosivas de *mediana escala* (Fig. 5.10.d; Fig. 5.11) que comúnmente concentran restos de troncos en intraclastos pelíticos con diámetros de hasta 8 cm. Por su parte, los toques de los cuerpos son netos y muestran grietas de desecación, restos de troncos o profusos rasgos biogénicos correspondientes al icnogénero *Lockeia*. Los cuerpos están compuestos por areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) y areniscas masivas con deformación sinsedimentaria (Sd) (Fig. 5.10.e). Los sets entrecruzados presentan espesores inferiores al metro (Fig. 5.11) y en ocasiones muestran restos carbonosos acumulados en las caras frontales. Con frecuencia se reconocen estratos inclinados de gran escala (Bridge, 2003) (Fig. 5.10.d; Fig. 5.11) delimitados por superficies inclinadas. Estas superficies inclinadas se orientan en dirección oblicua, y en menor proporción, en dirección paralela a las paleocorrientes de los ejes de artesas (Fig. 5.11). Eventualmente, los cuerpos individuales se amalgaman verticalmente, conformando cuerpos multiepisódicos de hasta 3,50 m de espesor, delimitados por superficies erosivas de *gran escala* (Fig. 5.11).

Las paleocorrientes muestran una dirección de transporte hacia el este-noreste, pero con un amplio rango de dispersión comprendido entre el noroeste y sudeste (Tabla 5.1). Los cuerpos de la asociación CD cubren depósitos de las asociaciones planicies subáneas (PS), planicies de inundación (PI) y canales terminales (CT), y comúnmente son cubiertos por sedimentitas de planicies de inundación (PI), y eventualmente por rellenos de canales efímeros (CE) (Fig. 5.1).

Interpretación. La asociación descrita representa el relleno de canales, a partir de la acumulación durante la migración de barras y megaóndulas tridimensionales generadas por flujos unidireccionales, tractivos y sin modulación asociada a corrientes mareales. Por su parte, las barras habrían presentado componentes de acreción oblicua, y en menor

CANALES DISTRIBUTARIOS (CD)

b DISTRIBUCIÓN DE ANCHOS REALES DE CD



DISTRIBUCIÓN DE ESPESORES DE CD

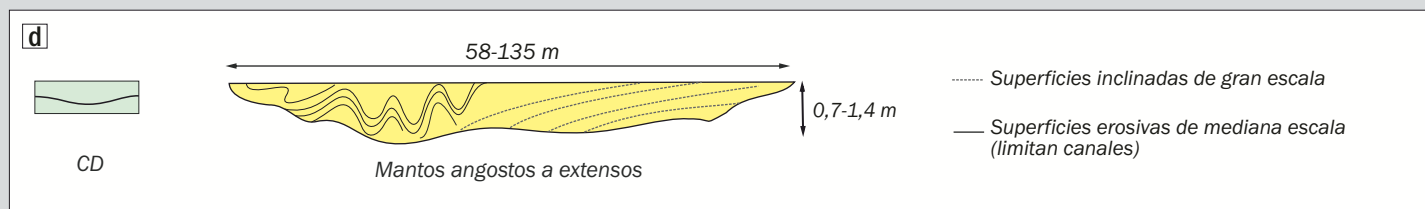
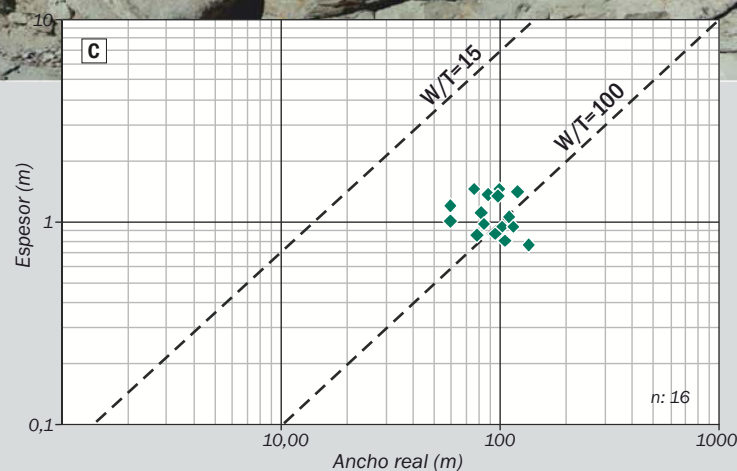
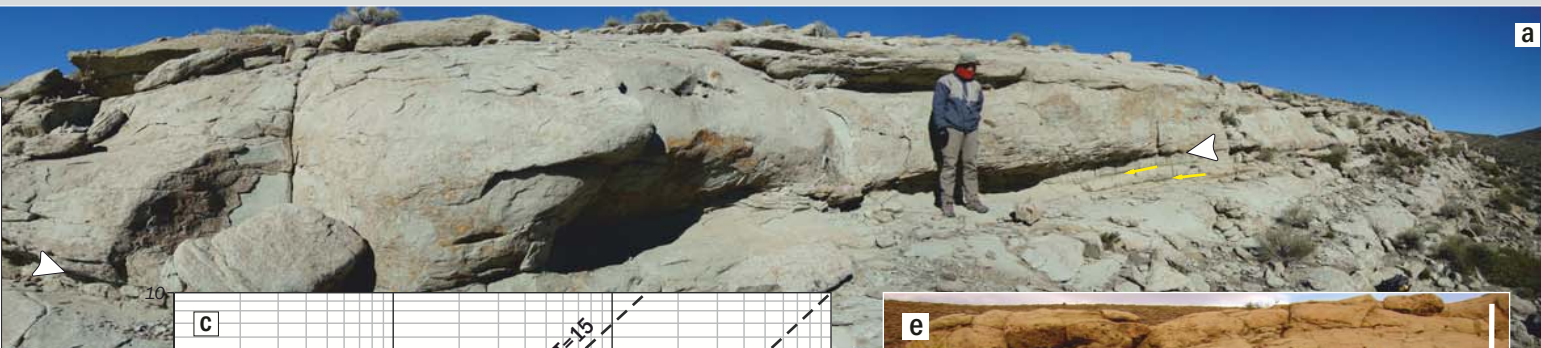
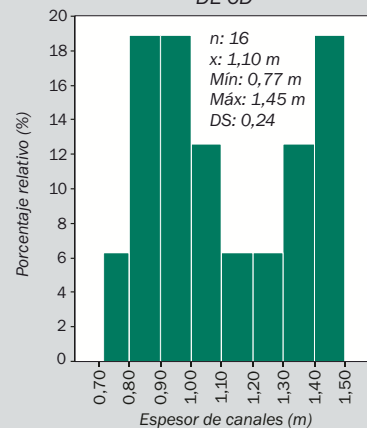
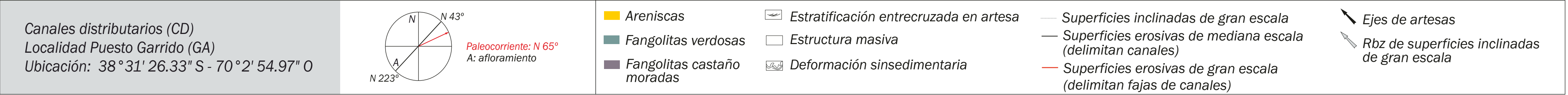


Figura 5.10. Vista general de asociación de canales distributarios (CD). Nótese la superficie erosiva de mediana escala que limita la base de uno de los cuerpos (flechas blancas) dentro de un paquete amalgamado, y las superficies inclinadas de gran escala (flechas amarillas) en el tope del cuerpo infrayacente. b) Distribución de valores de anchos reales y espesores de canales distributarios. c) Distribución de valores de relación W/T para canales distributarios. d) Esquema arquitectural simplificado de esta asociación. e) Areniscas con deformación sinsedimentaria.



proporción, componentes de acreción frontal. La abundancia de rasgos de deformación sugiere condiciones de alta tasa de sedimentación durante la descarga fluvial (Fielding, 2010). En este contexto, los canales relativamente poco profundos, habrían tenido un rápido relleno. La presencia del icnogénero *Lockeia* en el interior de los canales, sugiere fluctuaciones en las condiciones de descarga durante su colonización (Bridge, 2003, Buatois y Mángano, 2011). Los canales de esta asociación se vinculan espacialmente de manera directa con depósitos de canales terminales (CT) y muestran valores de anchos de canal mayores respecto los valores de esta última asociación (CT). En este sentido, los canales de la asociación aquí descripta se interpretan como canales distributarios ubicados en planicies subaéreas y vinculados hacia sectores distales con canales terminales desarrollados en planicies mayormente subácuas.

5.3.7 Depósitos de centro de estuario (DCE)

Esta asociación comprende paquetes tabulares (Fig. 5.12.a) de hasta 12 m de espesor integrados en su mayoría por fangolitas masivas (Fm), y fangolitas y limolitas laminadas (Fl) con coloraciones negras, grises oscuras y verdosas (Fig. 5.12.b). Estos depósitos finos intercalan con capas de areniscas tabulares o lobulares (0,2 a 1 m), de bases erosivas con calcos de carga y topes netos (Fig. 5.12.a), que se localizan en el tope de arreglos granocrecientes. Comúnmente los depósitos finos portan grietas de sinéresis (Fig. 5.12.c), abundantes briznas vegetales, restos de bivalvos articulados y distribuidos con orientación subhorizontal y nódulos de hierro-manganeso. Las capas arenosas presentan estratificación horizontal (Sh) y laminación ondulítica por óndula de corriente (Sc), o son masivas con leves rasgos de bioturbación (Sb) (Fig. 5.12.d). Con frecuencia las capas arenosas presentan en su tope óndulas de ola (Sw). Los depósitos de esta asociación sobreyacen a planicies subácuas (PS) y son cubiertos por depósitos marinos someros (DMS) (Fig. 5.12.e).

Interpretación. La acumulación de fangolitas sería producto de la decantación a partir de plumas suspensivas en ambientes subácuos de baja energía. La abundancia significativa de restos vegetales representa un suministro fitodetrítico desde sectores continentales cercanos (Martinsen, 1990), mientras que la presencia de grietas de sinéresis sugiere cambios en las condiciones de salinidad del medio subáqueo, probablemente promovidos por la introducción de agua dulce en el ambiente marino (Plummer y Gostin, 1981). Dichas características asociado al potencial de preservación de restos vegetales e invertebrados articulados, sugieren la acumulación en ambientes restringidos, protegidos de corrientes marinas de alta energía, tales como albuferas o sectores centrales de estuarios

DEPÓSITOS DE CENTRO DE ESTUARIO (DCE)



Figura 5.12. a) Vista general fangolitas y paquete de capas arenosas interpretados como depósitos de centro de estuario. b) Vista de depósitos de centro de estuario en testigo corona. c) Detalle grieta de sinéresis en fangolitas masivas. d) Detalle de capas de areniscas con laminación ondulítica de corriente y estratificación horizontal. e) Arreglos granocrecientes en depósitos de centro de estuario, cubiertos por depósitos marinos someros (DMS).

conectados de modo parcial al medio marino y vinculados a eventuales llegadas de descargas fluviales. Durante los eventos de descarga fluvial tendría lugar la generación de plumas y la introducción de material fino y restos fitodetríticos a estos ambientes restringidos. Las capas de areniscas con estratificación horizontal y laminación ondulítica de corriente representan la acumulación a partir de la llegada de corrientes fluidas fluviales a estos sectores centrales de estuario. Por su parte, la estructura masiva sería el resultado de la actividad biogénica posterior a la acumulación.

5.3.8 Depósitos marinos someros (DMS)

La asociación ha sido reconocida en gran parte del área de estudio (Fig. 5.1), y comprende paquetes tabulares a lenticulares (3 a 6,5 m de espesor) (Fig. 5.13.a) con arreglos granocrecientes de capas de margas, areniscas y calcarenitas, packstones, rudstones y floatstones.

Los paquetes presentan bases erosivas y comúnmente comienzan con delgadas capas tabulares (0,14 a 0,45 m) de rudstones masivos (Rm). Por su parte, los topes son netos y presentan calcarenitas con óndulas de ola y rudstones con estructuras biogénicas en galerías (*Ophiomorpha*) (Fig. 5.13.b). Las capas varían entre 0,5 y 1,9 m de espesor, y se componen de margas y wackstones arenosos masivos (MWm), calcarenitas con laminación ondulítica ola (Sw) y recubrimientos pelíticos, areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St), y rudstones y packstones arenosos con estratificación entrecruzada planar-tangencial (RPp) (Fig. 5.13.c-f). La base de los paquetes con frecuencia presentan estructuras biogénicas integrantes de una suite de *Glossifungites* (Fig. 5.13.f) y en general estos depósitos presentan moderada a intensa bioturbación (*Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Thalassinoides*).

Las paleocorrientes muestran una orientación hacia el sudeste dentro de un rango de dispersión comprendido entre el nornordeste y sur (Tabla 5.1). Estos depósitos se vinculan espacialmente con depósitos de centro de estuario (DCE) y son cubiertos por depósitos marinos profundos representados por floatstones y pelitas marinas profundas correspondientes a la base de Formación Agrio (Fig. 5.1).

Interpretación. El dominio por parte de facies mixtas portadoras de restos fósiles de invertebrados marinos y de estructuras de oscilación, sugiere condiciones de acumulación asociadas al medio marino. Por su parte, la icnocenosis reconocida sugiere la colonización de organismos en sustratos marinos limpios, oxigenados y de alta energía (Butoais y Mángano, 2001). No obstante, la directa relación estratigráfica reconocida entre la asociación descripta (DMS) y los depósitos de centro de estuario (DCE), sugiere su

DEPÓSITOS MARINOS SOMEROS (DMS)

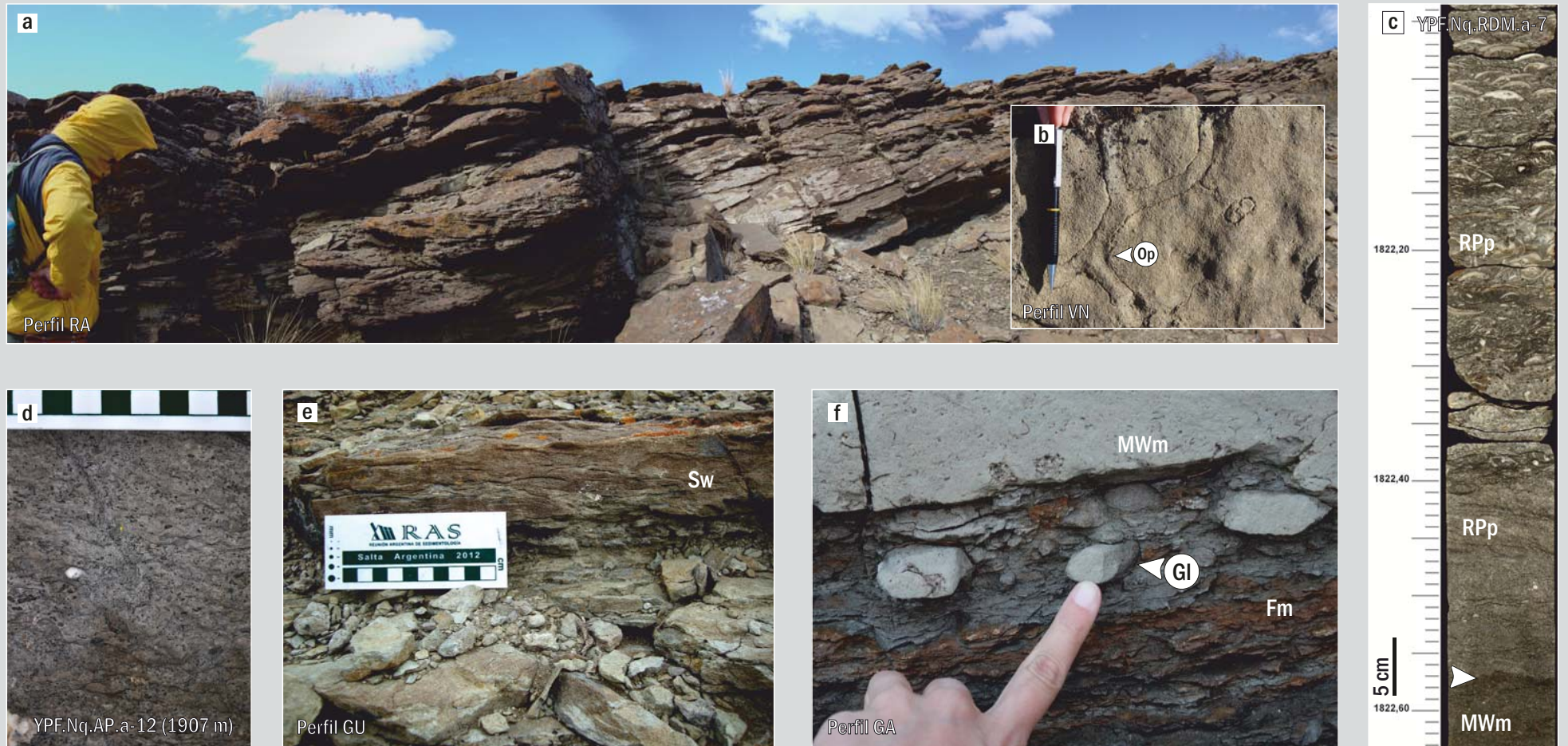


Figura 5.13. a) Vista general de la asociación de depósitos marinos someros (DMS). b) Detalle de óndulas de ola y trazas de *Ophiomorpha* (Op) en el techo de paquete. c) Vista en subsuelo de depósitos marinos someros. Nótese la superficie neta (flecha blanca) en la base del intervalo con arreglo granocreciente. d) Detalle de packstone arenoso en subsuelo. e) Detalle de calcarenitas con laminación ondulítica por óndulas de ola y valvas de bivalvos en posición cóncava hacia arriba. f) Detalle de *Glossifungites* (Gl) en el tope de depósitos de centro de estuario (DCE), cuyas galerías se encuentran rellenas por margas localizadas en la base de depósitos marinos someros (DMS).

acumulación en sectores de boca de estuario. Con lo dicho, la asociación representa la acumulación generada a partir de la acción de las olas en dirección aproximadamente paralela a la línea de costa (E-O), en un ámbito marino somero desarrollado en el sector externo de un estuario.

5.4 ASOCIACIONES DE FACIES CONTINENTALES

5.4.1 Dunas eólicas (DE)

Esta asociación se encuentra representada por cuerpos de geometría tabular (Fig. 5.14.a), de 0,5 a 4 m de espesor y delimitados en su base y tope por superficies netas y subhorizontales (Fig. 5.15). Internamente estos depósitos están dominados por la facies de areniscas bimodales con estratificación entrecruzada en artesa (St(e)), en sets de geometría tabular a cuneiforme y espesores comprendidos entre 0,2 y 4,2 m (Fig. 5.14.a,d; Fig. 5.15). Las caras frontales inclinan entre 15° y 31°, incrementan gradualmente su inclinación hacia el tope del set y mantienen su orientación constante, o bien, presentan una dispersión de hasta 30°.

Dentro de los cuerpos tabulares, los sets entrecruzados se vinculan a superficies limitantes de distinta jerarquía reconocidas en el interior de los sets y entre sets entrecruzados. En el interior de los sets, se reconocen superficies erosivas de forma festoneada que truncan las caras frontales subyacentes y que presentan orientaciones similares a la de los estratos entrecruzados que erosionan. Estas superficies se distribuyen con un espaciamiento regular dentro de los sets. En este contexto, la presencia de superficies erosivas internas dentro de los sets entrecruzados, define a los mismos como *sets compuestos* (Brookfield, 1977) (Fig. 5.14.a; Fig. 5.15). Por otro lado, los sets entrecruzados se delimitan por superficies erosivas, subhorizontales, netas y de bajo ángulo (2°-10°), que también truncan a las superficies erosivas internas de los sets entrecruzados (Fig. 5.15). Las caras frontales de los sets se vinculan lateralmente a facies de areniscas con laminación horizontal subaérea (Sh(e)), cuyos sets varían entre 0,15 a 0,5 m de espesor. También, las areniscas con estratificación entrecruzada se asocian con areniscas bioturbadas (Sb) con una bioturbación de moderada a alta intensidad. La icnocenosis reconocida comprende a los icnogéneros *Digitichnus* (excavaciones verticales en estructuras en tapón con relleno masivo), *Arenicolites*, *Skolithos* y *Palaeophycus* (Fig. 5.14.e,f). Los depósitos arenosos, independientemente de su estructura, muestran comúnmente profusos rasgos de cementación de gran escala representados por nódulos silíceos distribuidos de manera indistinta dentro del depósito.

DUNAS EÓLICAS (DE)

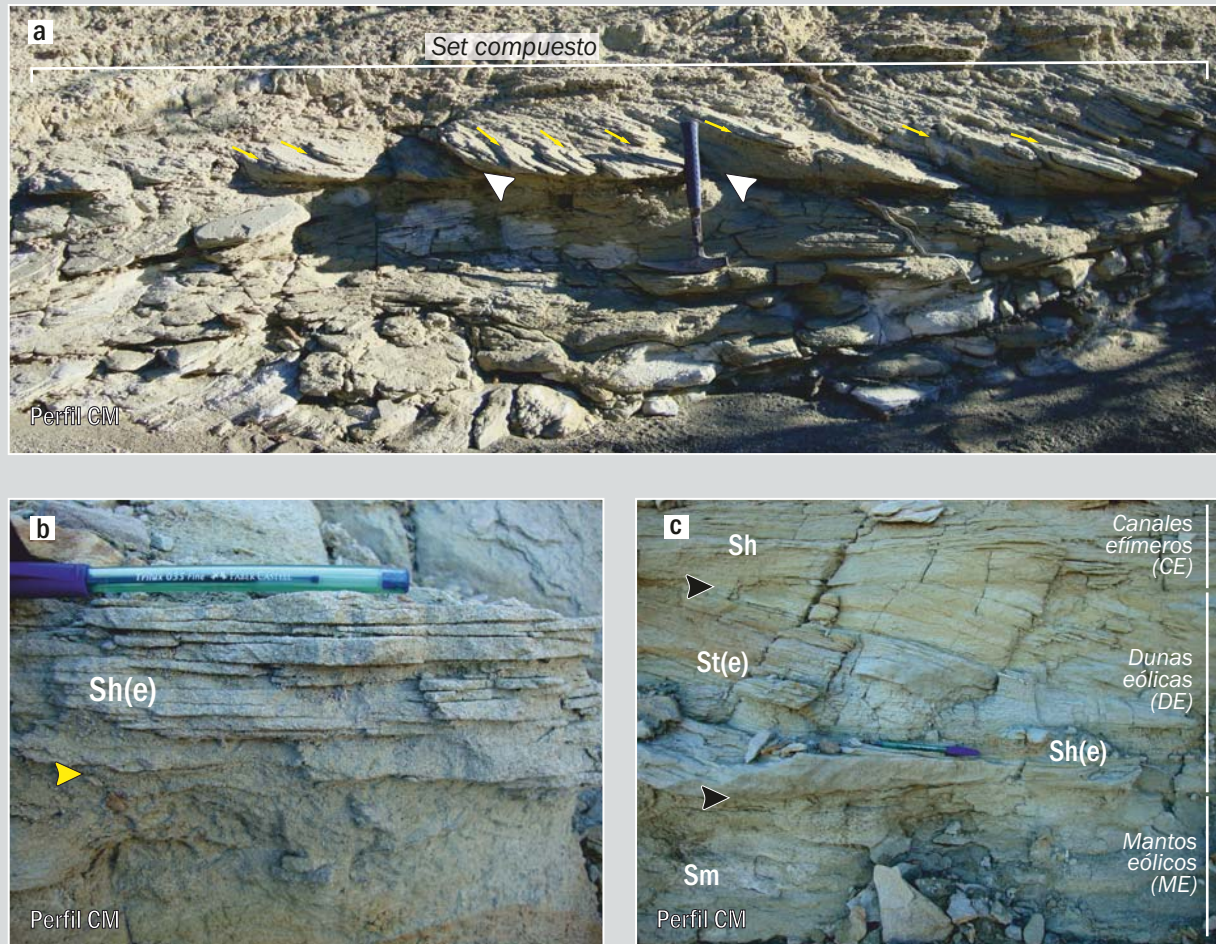
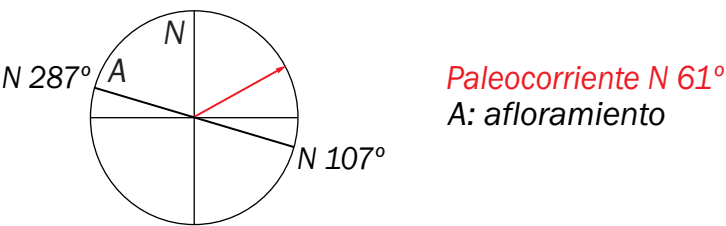


Figura 5.14. a) Vista general de la asociación de facies de dunas eólicas (DE). Nótese la geometría cuneiforme de los sets entrecruzados. Las flechas amarillas y blancas señalan la dirección de inclinación de las caras frontales y la ubicación de superficies de reactivación, respectivamente. b) Areniscas con laminación horizontal subaérea en la base neta (flecha amarilla) de un set entrecruzado. Nótese el tope ondulado de las láminas. c) Set entrecruzado con geometría tabular. Las flechas negras señalan superficies de base y tope del set. Nótese el carácter neto y subhorizontal de dichas superficies. d) Vista de asociaciones de facies de dunas eólicas en testigo corona. e) Detalle de areniscas bioturbadas y excavación vertical en U correspondiente a *Arenicolites* (Ar). f) Detalle de excavaciones verticales en tapón correspondientes a *Digitichnus* (Dt), en las caras frontales.

Dunas eólicas (DE)
Localidad Cerro Mesa
Ubicación: 38°44'25.58"S - 69°55'6.69"O

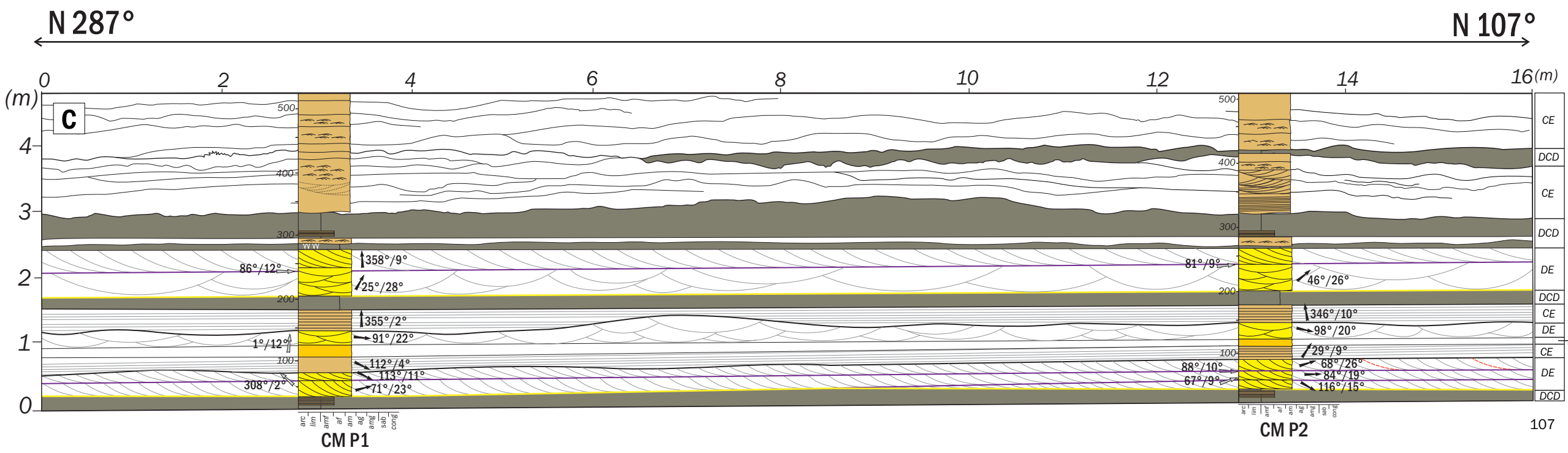
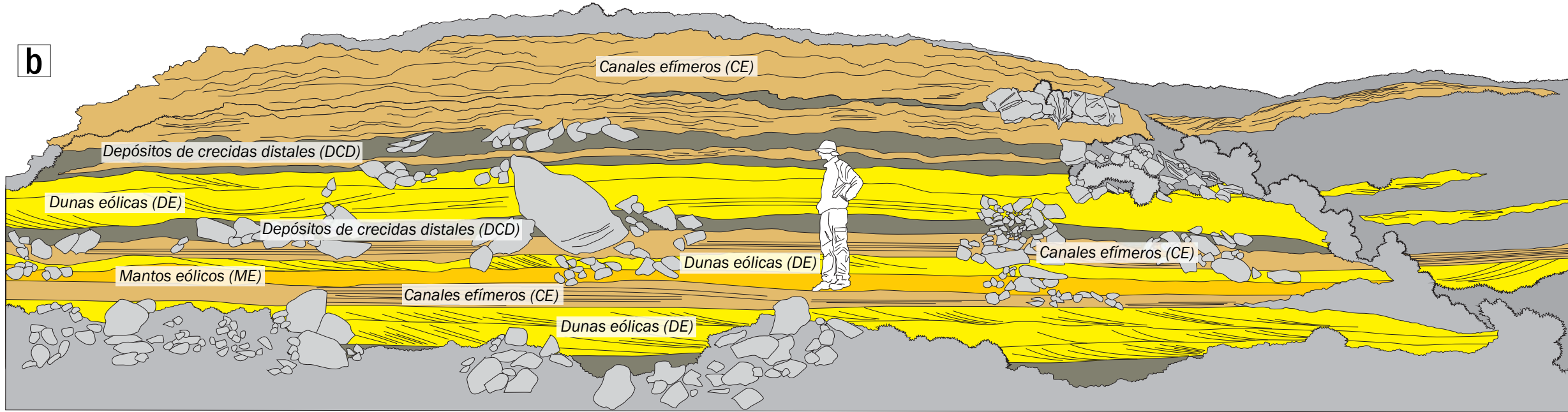
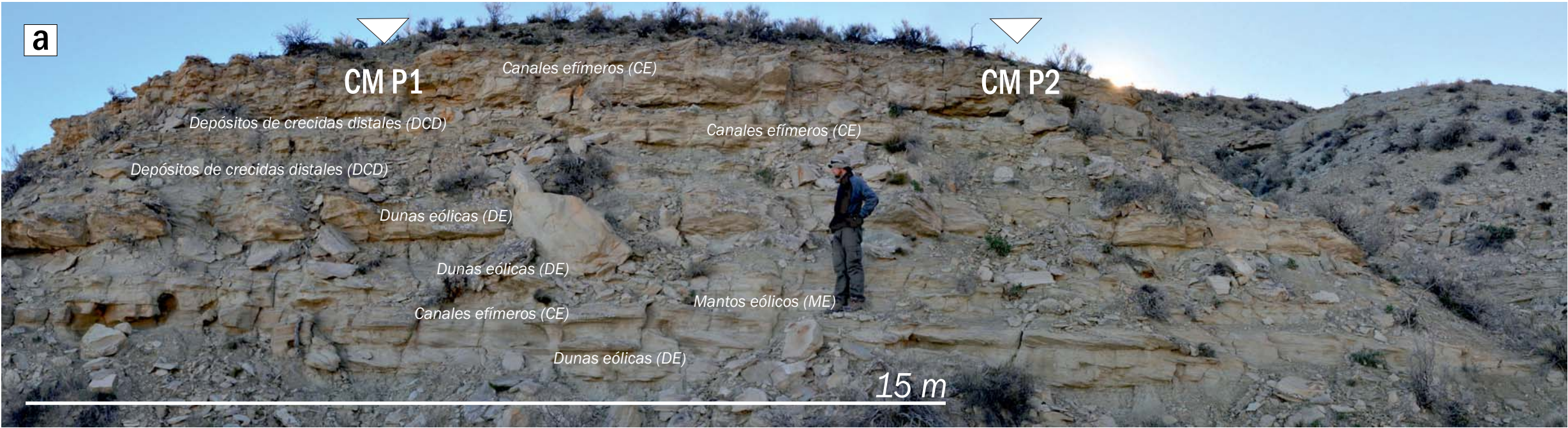


- Canales efímeros (CE)
- Dunas eólicas (DE)
- Mantos eólicos (ME)
- Depósitos de crecidas distales (DCD)
- Cubierto

- Estratificación entrecruzada en artesa
- Óndulas de corriente
- Masiva
- Estratificación entrecruzada en artesa subaérea
- Estratificación entrecruzada planar subaérea
- Estratificación horizontal subácuea
- Grietas de desecación

- Superficies de reactivación
- Superficies de interduna
- Superficies de deriva de arena
- Rbz de caras frontales entrecruzadas
- Rbz de superficies de interduna

Figura 5.15: Análisis arquitectural de la asociación de dunas eólicas (DE) y canales efímeros (CE) en la localidad Cerro Mesa (CM). a) Fotomosaico de orientación N 287°-107° y ubicación de perfiles de detalle. b) Mapeo de depósitos de DE y CE. c) Panel arquitectural de DE y CE en el cual se muestra detalle de facies, paleocorrientes, orientación de superficies de interduna y jerarquía de las superficies vinculadas a los diferentes cuerpos.



La orientación de los sets entrecruzados muestra una tendencia unimodal hacia el noreste, asociada a una dispersión de más de 180° comprendida entre el noroeste y el sursureste (Tabla 5.2). La asociación de dunas eólicas (DE) intercala con depósitos de crecidas distales (DCD), mantos eólicos (ME) y canales efímeros (CE) (Fig. 5.1; 5.14.b,c; Fig. 5.15).

Interpretación. La asociación descrita representaría la acumulación de dunas eólicas simples, de formas transversales a barjanoides, y probablemente de alturas inferiores a los 5 m. Las superficies erosivas reconocidas en el interior de los sets entrecruzados se interpretan como superficies de reactivación (Brookfield, 1997) relacionadas a episodios periódicos de erosión y reanudación de la sedimentación vinculado a variaciones sutiles en la intensidad y dirección del viento (Rubin, 1987). Las superficies de bajo ángulo que limitan sucesivos sets entrecruzados se interpretan como superficies de interduna, las cuales resultan de la migración de dunas eólicas separadas por espacios de interduna húmeda. Por su parte, el carácter neto de la superficie ubicada en la base de las dunas, asociado a la ausencia de evidencias de interdigitación entre los sets entrecruzados y depósitos de mantos eólicos (ME) y crecidas distales (DCD), sugiere que estas superficies podrían corresponder a superficies de deflación. Estas superficies basales se interpretan como superficies de deriva de arena de pequeña escala (Clemmensen y Tisgaard, 1990; Newell, 2001), que se habrían generado a partir de vientos fuertes y localmente subsaturados, los cuales erosionaban y retrabajaban depósitos previos (depósitos de crecidas distales y mantos eólicos). Por su parte, la icnocenosis reconocida sugiere la colonización de organismos invertebrados por momentos en los que las dunas eólicas estaban activas (Ekdale et al., 2007; Buatois y Mángano, 2011).

5.4.2 Mantos eólicos (ME)

La asociación se presenta en cuerpos arenosos de geometría tabular (Fig. 5.16.a), de espesores comprendidos entre 0,5 y 5 m, mientras que en el subsuelo se registra en intervalos de 3 a 22 m. Comúnmente, los cuerpos se encuentran delimitados en base y techo por superficies netas y planas. En ocasiones, las bases de los cuerpos presentan niveles de sábulos concentrados, mientras que sus techos pueden estar truncados por superficies erosivas asociadas a depósitos de canales fluviales (Fig. 5.16.a).

Los cuerpos en esta asociación se componen de areniscas finas a medianas muy bien seleccionadas, con laminación horizontal (Sh(e)) (Fig. 5.16.b), areniscas masivas (Sm) y areniscas bioturbadas (Sb) (Fig. 5.16.c). La laminación horizontal se presenta en sets de 0,15 a 1 m de espesor, los cuales se delimitan por superficies horizontales o inclinadas de

MANTOS EÓLICOS (ME)

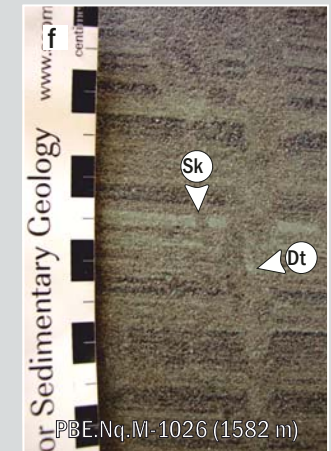
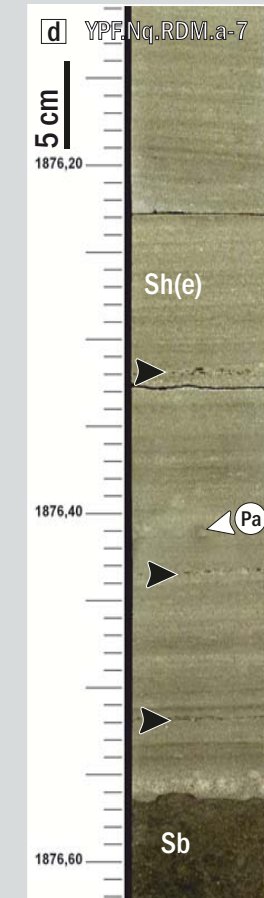
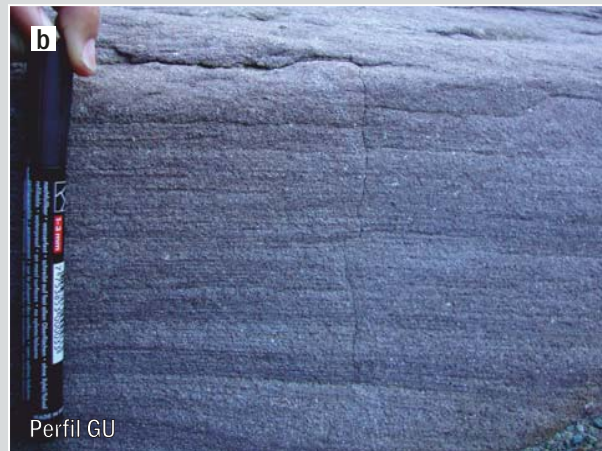


Figura 5.16. a) Vista general de la asociación de facies de mantos eólicos (ME). Nótese el pasaje vertical de facies de areniscas bimodales con laminación horizontal (Sh(e)) a areniscas bioturbadas (Sb). Las flechas blancas señalan las superficies que delimitan sets de (Sh(e)). b) Detalle de areniscas bimodales con laminación horizontal (Sh(e)). c) Areniscas bioturbadas y niveles de clastos de grava muy fina a sábulo (flecha blanca). d) Vista general en testigo corona de depósitos interpretados como mantos eólicos. Nótese clastos en niveles subhorizontales (flechas blancas) y excavación horizontal con revestimiento correspondiente a *Palaeophycus* (Pa). e) Detalle de areniscas bioturbadas y excavación vertical correspondiente a *Skolithos* (Sk). f) Detalle de láminas de areniscas bimodales con laminación horizontal a entrecruzada de bajo ángulo (Sh(e)) y excavaciones verticales con relleno masivo y laminado, correspondientes a *Skolithos* y *Digitichnus laminatus* respectivamente.

bajo ángulo (Fig. 5.16.d). En ocasiones los sets se ven interrumpidos por el relleno de pequeños canales efímeros (CE). Las areniscas laminadas pasan verticalmente en forma gradual o abrupta (Fig. 5.16.d) a areniscas masivas (Sm) y areniscas bioturbadas (Sb) (Fig. 5.16.e) con rasgos particulares de cementación representados por nódulos silíceos. Las areniscas presentan estructuras biogénicas de domicilio, representadas por excavaciones horizontales asignados a los icnogéneros *Planolites*, *Paleophycus*, y excavaciones verticales (de hasta 12 cm de largo) con relleno masivo o laminado, correspondientes a *Skolithos* y *Digitichnus laminatus* (Fig. 5.16.f).

Con frecuencia, en el interior del cuerpo se reconocen niveles discontinuos representados por el alineamiento subhorizontal de clastos de arena gruesa a grava fina subangulosos a subredondeados (Fig. 5.16.c). Las paleocorrientes provenientes de la laminación entrecruzada en bajo ángulo registrada en los mantos eólicos muestran una orientación noreste-sudoeste, con una tendencia principal hacia el noreste (Tabla 5.2).

Interpretación. Esta asociación representa la acumulación a partir de la migración de óndulas eólicas sobre superficies puramente horizontales o bien de bajo ángulo (Hunter, 1977; Kocurek y Nielson, 1986). La arena se habría podido acumular de manera agradacional, en respuesta a su adherencia a sustratos influenciados por un nivel freático cercano a la superficie. La icnoasociación identificada representa estructuras biogénicas de domicilio comúnmente desarrolladas en sustratos acumulados en ambientes áridos y humedecidos periódicamente, como mantos eólicos o interdunas húmedas (Buatois y Mángano, 2011). Por su parte, las láminas gravosas, serían el producto de la deflación de arena en sedimentos originalmente subácueos gravo-arenosos (Nickling y Neuman, 1995).

La asociación de facies se interpreta como mantos eólicos (cuando las superficies son predominantemente horizontales) y formas eólicas de bajo relieve (cuando las superficies son predominantemente de bajo ángulo), probablemente acumulados durante condiciones de bajo aporte o disponibilidad de arena, o en respuesta a la influencia de factores de estabilización como un nivel freático cercano a la superficie, eventos de crecidas periódicas, presencia de cubierta vegetal sobre el sustrato o proporción significativa de arena gruesa (Kocurek y Nielson, 1986). No obstante, la asociación de facies descripta también podrían representar la acumulación en áreas de interduna húmeda (Mountney, 2006).

5.4.3 Canales efímeros (CE)

Esta asociación se encuentra representada por cuerpos arenosos y conglomerádicos de geometría tabular a ligeramente lenticular (Fig. 5.17.a) y marcado arreglo

granodecreciente. Las bases son erosivas y portan abundantes intraclastos pelíticos de forma tabular y estructuras de calcos de carga y hoyos de flujo; mientras que los topes son netos a transicionales. Estos cuerpos aparecen en forma abrupta y truncan por sobre depósitos de crecidas distales (DCD), dunas eólicas (DE) y mantos eólicos (ME), y pasan verticalmente a la asociación de crecidas distales (DCD) que portan grietas de desecación o son truncados por depósitos de canales entrelazados gravo-arenosos (CEG) (Fig. 5.1, 5.17.a).

Los cuerpos arenosos son tabulares a lenticulares (0,14 a 2,40 m de espesor) (Fig. 5.15) y portan facies que sugieren una disminución en la vertical del régimen de flujo (Fig. 5.17.b). En la base de los cuerpos dominan areniscas conglomerádicas y areniscas con estratificación horizontal a entrecruzada de bajo ángulo (SGh, Sh), que pasan verticalmente a areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St), laminación ondulítica de corriente (Sc), areniscas con deformación sinsedimentaria (Sd) (Fig. 5.17.c) y/o areniscas levemente bioturbadas (Sb) (*Skolithos*, *Palaeophycus*, *Taenidium*). Hacia el tope de los cuerpos, se preservan areniscas con laminación horizontal subaérea (Sh(e)). En las areniscas conglomerádicas los intraclastos pelíticos y sábulos se disponen de modo paralelo a las superficies estratales (Fig. 5.17.b), tanto en la base como en su interior, en este caso marcando superficies subhorizontales. En estos cuerpos, las paleocorrientes muestran una orientación hacia el noreste asociado a un amplio rango de dispersión (Tabla 5.2).

Por su parte, los cuerpos conglomerádicos son mayormente tabulares (3,20 a 6 m de potencia) y poseen un marcado arreglo granodecreciente, integrados en la base por conglomerados masivos (Gm), con gradación inversa (Gi) y/o estratificación horizontal (Gh), que gradan a areniscas conglomerádicas y areniscas masivas de origen primario (SGm y Sm) (Fig. 5.17.d, e), no obstante comúnmente se registran areniscas bioturbadas (Sb) (*Skolithos*, *Palaeophycus*), ubicadas preferentemente hacia el tope de los cuerpos.

Interpretación. El relleno de los cuerpos arenosos indica una progresiva disminución del régimen (alto a bajo) y por lo tanto sugiere la acumulación a partir de la desaceleración de corrientes poco canalizadas, poco profundas y de alta velocidad (Bridge, 2003). Por su parte, la abundancia de rasgos de deformación en los depósitos sugiere una acumulación bajo condiciones de una alta carga de sedimento (North y Taylor, 1996). Durante períodos de baja descarga, dichas corrientes se secarían y su relleno sería retrabajado por el viento. La buena selección de las areniscas presentes en los cuerpos y su directa relación vertical con dunas eólicas (DE), sugiere que los depósitos podrían resultar del retrabajo subáqueo de depósitos eólicos aledaños (dunas eólicas y mantos eólicos) (Rodríguez-López *et al.*,

CANALES EFÍMEROS (CE)



Figura 5.17. a) Vista general de asociación de canales efímeros. Nótese la geometría lenticular del cuerpo y su relación vertical con depósitos de crecidas distales (DCD) y dunas eólicas (DE). b) Vista en testigo corona de depósitos interpretados como canales efímeros. c) Detalle de deformación sinsedimentaria en el relleno de canales efímeros. d) Vista de depósitos vinculados a flujos hiperconcentrados. Nótese el pasaje vertical de conglomerados con estratificación horizontal a areniscas conglomerádicas masivas. Nótese la base erosiva y la incorporación de intraclastos arenosos de los depósitos inferiores (fecha blanca) al interior del conglomerado. e) Detalle de areniscas conglomerádicas masivas.

2010). En base a las características indicadas, los cuerpos se interpretan como el relleno de canales fluviales efímeros arenosos poco confinados (Picard y High, 1973).

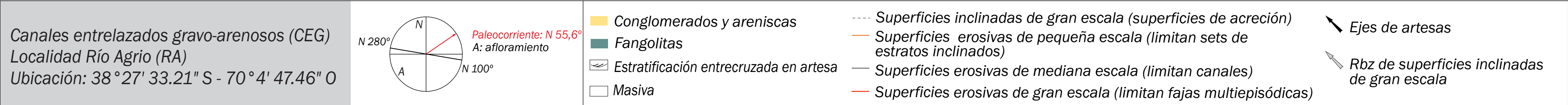
Por su parte, el relleno de los cuerpos gravo-arenosos se interpreta como producto de una rápida acumulación de flujos hiperconcentrados durante condiciones de alta descarga de sedimento en condiciones de pobre confinamiento (Beverage y Culbertson, 1964; North y Taylor, 1996; Rodríguez-López et al., 2010).

5.4.4 Canales entrelazados gravo-arenosos (CEG)

Esta asociación está representada por cuerpos gravo-arenosos de geometría lenticular a mantiforme con bases fuertemente erosivas y topes netos (Fig. 5.18; Fig. 5.19.a; Fig. 5.20). Los cuerpos poseen un espesor promedio de 1,59 m (variable entre 0,5 y 3,9 m) y sus anchos reales sobrepasan los 150 m (Fig. 5.19.b; Tabla 5.3), por lo que a partir de sus relaciones W/T se clasifican según Gibling (2006) como *mantos angostos a extensos* (Fig. 5.19.c).

Los cuerpos se delimitan por superficies erosivas de reconocidas aquí como de *mediana escala*, en las cuales se concentra una alta proporción de grava, intraclastos pelíticos de diámetros inferiores a los 0,3 m y restos de leños fósiles de coníferas de hasta 1,5 m de longitud. Los cuerpos presentan arreglos granodecrecientes compuestos por conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa (Gt) y planar (Gp), y conglomerados masivos (Gm), que gradan en la vertical a areniscas conglomerádicas y areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (SGt y St), areniscas con estratificación horizontal (Sh) y areniscas masivas (Sm) (Fig. 5.18; Fig. 5.20). En estos depósitos, el espesor de los sets entrecruzados varía entre 0,20 y 0,55 m. En ocasiones hacia el tope de estos arreglos granodecrecientes se reconocen depósitos de planicie de inundación (PI). Internamente, los cuerpos presentan estratos inclinados de gran escala (Bridge, 1993, 2003) (Fig. 5.18; Fig. 5.19.d,e; Fig. 5.20) delimitados por superficies inclinadas. Con frecuencia, los estratos inclinados presentan forma convexa hacia arriba, y en general se orientan en manera oblicua o paralela a las paleocorrientes de los ejes de artesas (Fig. 5.18). Los estratos inclinados se agrupan en sets (Fig. 5.18; Fig. 5.19.d; Fig. 5.20) delimitados por superficies erosivas, denominadas aquí de *pequeña escala* (Fig. 5.18.c).

Los cuerpos se superponen vertical y lateralmente conformando fajas multiepisódicas, que se delimitan en su base por superficies erosivas de gran extensión lateral, definidas aquí de *gran escala* (Fig. 5.18; Fig. 5.20). Con frecuencia las bases de las fajas presentan rasgos de deformación por carga (Fig. 5.19.f). Por su parte, los topes de



CANALES ENTRELAZADOS GRAVO-ARENOSOS (CEG)

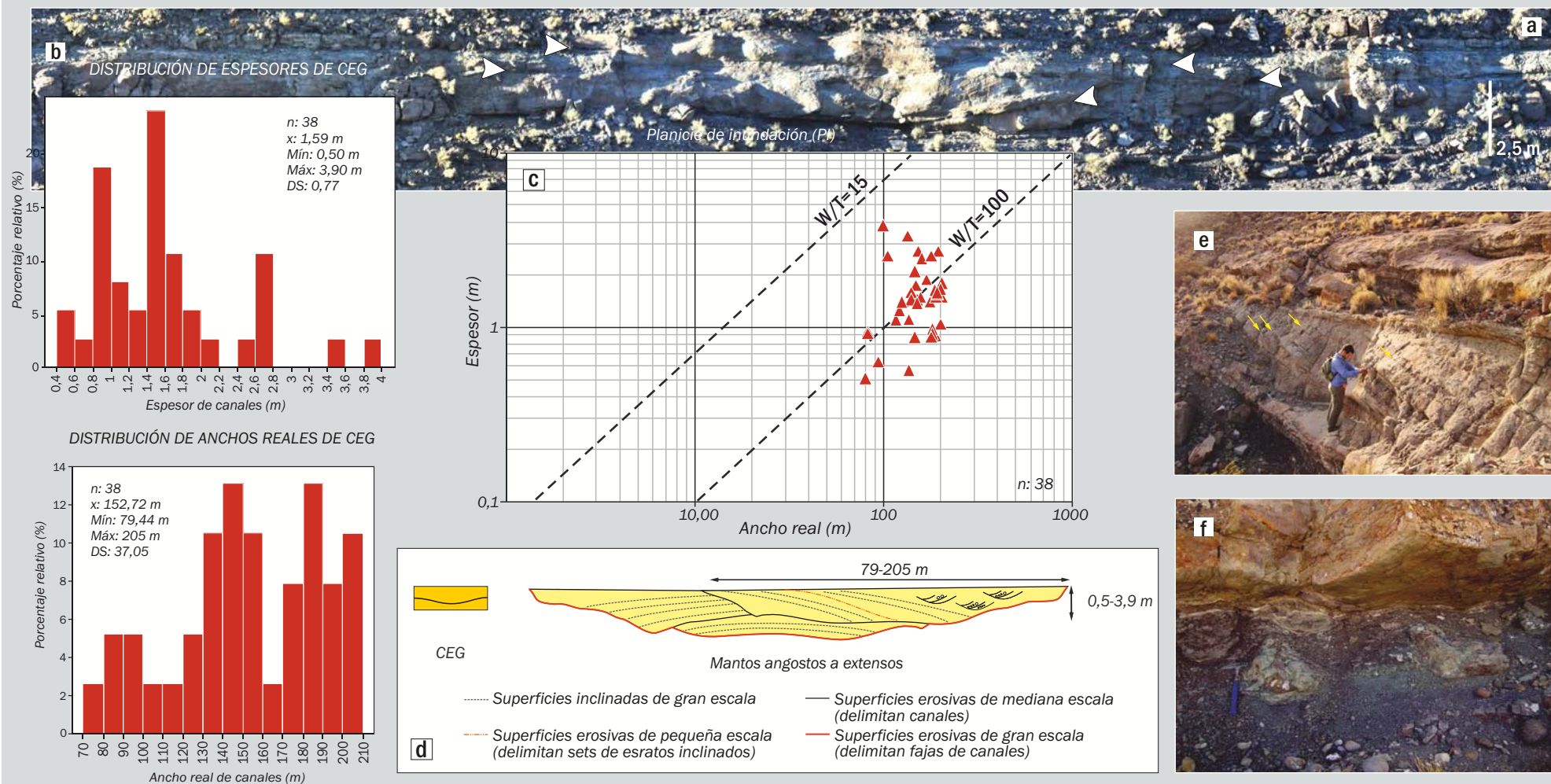


Figura 5.19. a) Vista general de asociación de canales entrelazados gravo-arenosos (CEG). Nótese las superficies erosivas de mediana escala (flechas blancas) delimitando canales. b) Distribución de valores de espesores y anchos reales de CEG. c) Distribución de valores de relación W/T de CEG. Según estos valores los canales se clasifican como mantos angostos y anchos. d) Esquema arquitectural simplificado de CEG. e) Superficies inclinadas de gran escala (flechas amarillas). f) Detalle de calcos de carga localizados en la superficie basal de la faja de canal.

estas fajas puede presentar excavaciones biogénicas con relleno meniscado (*Taenidium*) y por encima sobreyacen depósitos pelíticos de planicies de inundación (PI) (Fig. 5.18), que cubren por completo la faja.

Las paleocorrientes medidas a partir de los ejes de artesa se orientan fuertemente hacia el noreste, con una dispersión variable entre el noroeste y este (Tabla 5.2). Las fajas multiepisódicas se relacionan espacialmente con mantos éolicos (ME) (Fig. 5.16.a), depósitos de planicie de inundación (PI) y canales entrelazados arenosos (CEA) (Fig. 5.1; Fig. 5.20).

Interpretación. La asociación de facies descrita se la interpreta como el relleno de canales dominados por carga de lecho gravo-arenosa. Este relleno sería producto de la acumulación a partir de la migración y agradación de megaóndulas tridimensionales y barras en el interior de los canales. Los estratos inclinados representarían estadios de avance y migración de las barras dentro de los canales, las cuales podrían ser formas simples (set de estratos inclinados) o compuestas (cosets de estratos inclinados), tanto con componentes de acreción frontal, como lateral (Bridge, 2003). En los sectores adyacentes a los canales móviles se acumularían depósitos de planicie de inundación. La superposición lateral y vertical de los cuerpos con estratos inclinados de gran escala con formas convexas hacia arriba, sugiere la acumulación a partir de múltiples canales móviles dentro de un canal principal o faja de canal con diseño entrelazado (Bridge et al., 2000).

Durante eventos de disminución en el caudal y/o abandono del canal dentro de la faja activa, los sedimentos arenosos habrían sido colonizados por organismos invertebrados, como por ejemplo anélidos (Buatois y Mángano, 2011). Por su parte, la presencia de fangolitas cubriendo las fajas multiepisódicas sugiere la avulsión de la faja de canal activa hacia otra posición dentro de la planicie aluvial (Bristow, 1996; McLaurin y Steel, 2007).

5.4.5 Canales entrelazados arenosos (CEA)

Esta asociación comprende cuerpos arenosos lenticulares, con topes netos y bases erosivas (Fig. 5.20; Fig. 5.21.a). Estos cuerpos tienen un espesor promedio de 1,25 m, variable entre 0,2 y 2,5 m, y anchos reales comprendidos entre 68 y 234 m (Fig. 5.21.b; Tabla 5.3), por lo que a partir de sus relaciones W/T se clasifican según Gibling (2006) como *mantos angostos a extensos* (Fig. 5.21.c).

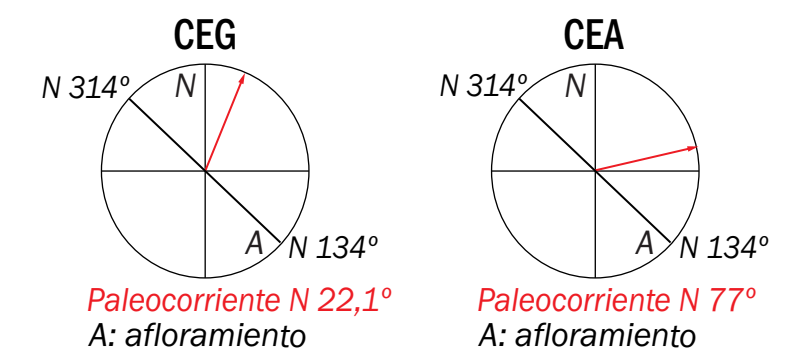
Los cuerpos individuales se delimitan por superficies erosivas descritas aquí como de *mediana escala* (Fig. 5.20; Fig. 5.21.d) donde concentran delgados niveles (15 cm) de areniscas conglomerádicas masivas (SGm) portadoras de restos de leños de coníferas y

fragmentos de estípites de *Tempskya dernbachii* e intraclastos pelíticos. Los topes de los cuerpos arenosos presentan excavaciones biogénicas (*Skolithos*, *Lockeia*) e impresiones fósiles de *Esquisetites* sp. Estos cuerpos muestran un arreglo interno granodecreciente, los cuales inician en la base con areniscas conglomerádicas masivas (SGm) y areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) que gradan verticalmente a areniscas con laminación ondulítica de corriente (Sc), estratificación horizontal a entrecruzada de bajo ángulo (Sh), y finalmente areniscas masivas (Sm) (Fig. 5.20). En estos cuerpos el espesor de los sets entrecruzados varía entre 0,10 m y 0,50 m. Los cuerpos presentan estratos inclinados de gran escala (Bridge, 1993, 2003) con una geometría planar y convexa hacia arriba (Fig. 5.20; Fig. 5.21.d). Estos estratos poseen inclinaciones variables entre 4° a 15° (Fig. 5.20) y se orientan en dirección oblicua o paralela a las paleocorrientes obtenidas de ejes de artesas. Los estratos inclinados comúnmente muestran una preservación parcial o completa, y se componen por areniscas con laminación ondulítica de corriente, estratificación entrecruzada en artesa y areniscas masivas. En ocasiones, sobre el tope de estos estratos se preservan delgados intervalos (10 cm) de fangolitas castaño-moradas masivas. Los estratos inclinados integran sets que se delimitan por superficies cóncavas y erosivas (Fig. 5.20; Fig. 5.21.d) denominadas aquí de *pequeña escala*. Comúnmente los cuerpos se apilan vertical y lateralmente, conformando fajas multiepisódicas de hasta 3 m de espesor y delimitadas por superficies basales erosivas de *gran escala* (Fig. 5.20; 5.21.d).

Las paleocorrientes medidas se orientan hacia el noreste, con una dispersión comprendida entre el noroeste y sudeste (Tabla 5.2). Los canales entrelazados arenosos se vinculan espacialmente con canales entrelazados gravo-arenosos (CEG) y depósitos de planicie de inundación (PI) (Fig. 5.1).

Interpretación. Esta asociación de facies se considera como el relleno de canales dominados por una carga de lecho arenosa. La acumulación de este relleno sería producto de la migración de barras, megaóndulas 3D y, en menor proporción, óndulas de corriente, en el lecho de los canales. Las barras estarían representadas tanto por formas simples, como compuestas, y con componentes de acreción frontal y lateral. La superposición espacial de cuerpos arenosos delimitados por superficies erosivas, rellenos con estratos inclinados interpretados como barras de acreción frontal y lateral, sugiere la acumulación en canales activos de moderada a baja sinuosidad dentro de una faja de canal caracterizada por un diseño entrelazado. Por su parte, los recubrimientos pelíticos en el tope de los estratos inclinados representan depósitos de planicie de inundación acumulados durante la progradación de las barras a partir de la migración del canal (Page

Canales entrelazados gravo-arenosos (CEG)
y canales entrelazados arenosos (CEA)
Localidad Río Agrio
Ubicación: 38°27'34.79" S - 70°4'40.49" O















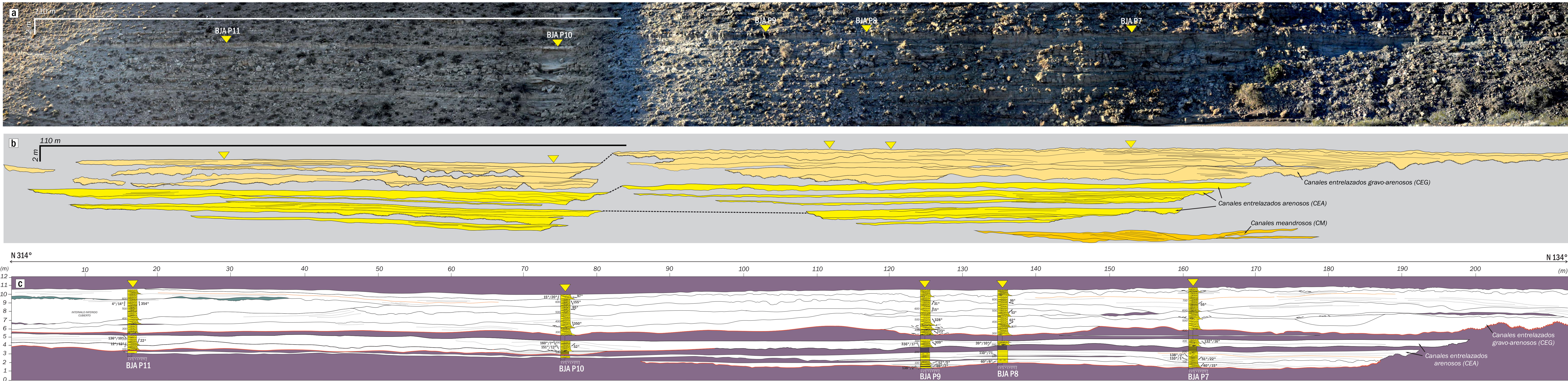
-  Conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas
-  Fangolitas
-  Estratificación entrecruzada en artesa
-  Óndulas de corriente
-  Masiva
-  Restos de troncos y briznas vegetales
-  Superficies inclinadas de gran escala (Superf. de acreción)
-  Superficies erosivas de pequeña escala (limitan sets de estratos inclinados)
-  Superficies erosivas de mediana escala (limitan canales)
-  Superficies erosivas de gran escala (limitan fajas multiepisódicas)
-  Ejes de artesas
-  Rbz de superficies inclinadas de gran escala

Figura 5.20: Análisis arquitectural de asociación de canales entrelazados gravemente arenosos (CEG) y canales entrelazados arenosos (CEA). a) Fotomosaico con orientación N 134°/314° y ubicación de perfiles de detalle. b) Mapeo de depósitos interpretados como CEG, CEA y CM. Nótese la geometría lenticular de los cuerpos de superficies erosivas y superficies de acreción internas. c) Panel arquitectural de CEG y CEA, detalle de facies, paleocorrientes y orientación de las superficies inclinadas a gran escala que integran a los litosomas. También se indica jerarquía de superficies relacionadas a los cuerpos.



CANALES ENTRELAZADOS ARENOSOS (CEA)

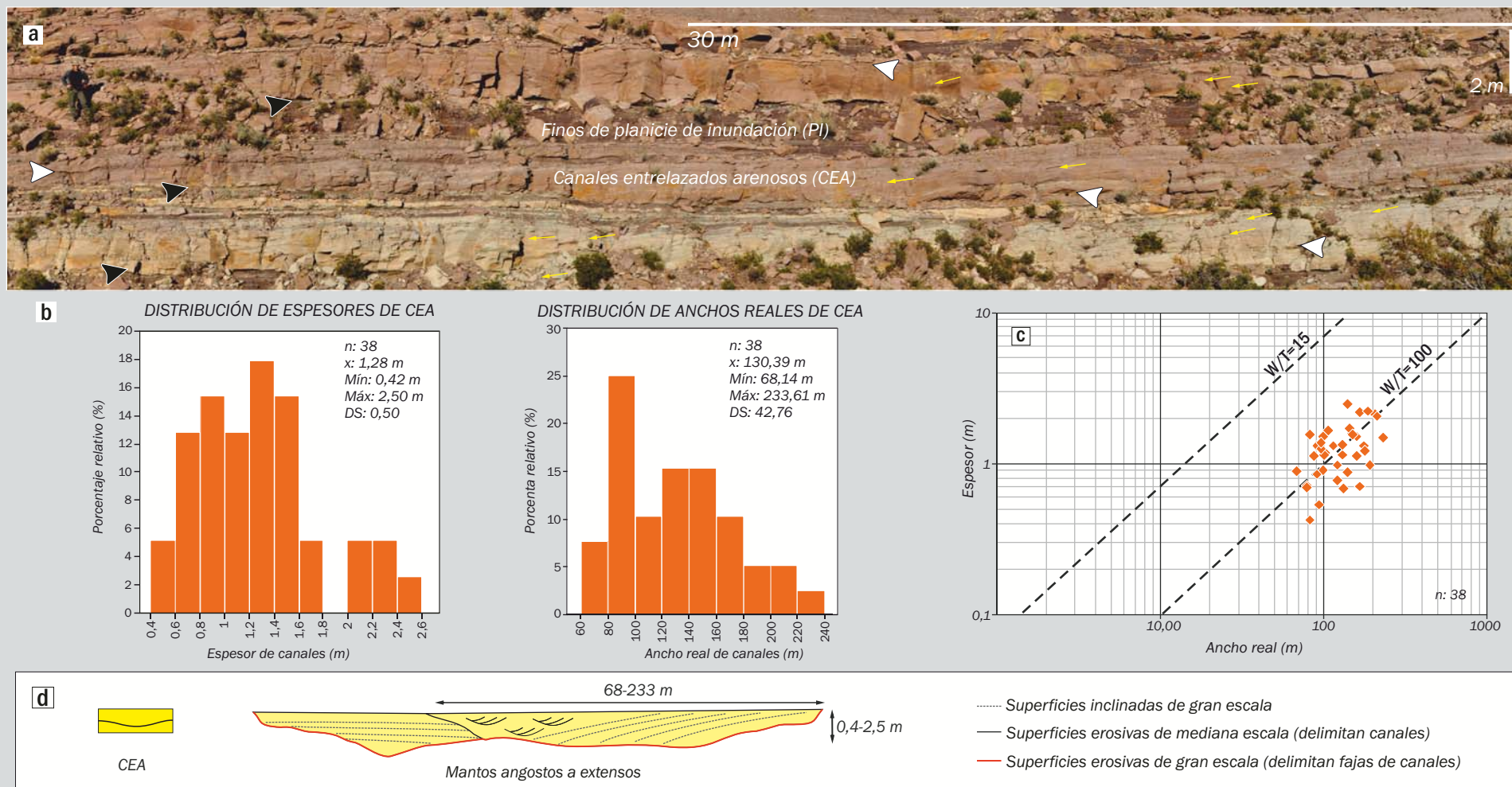


Figura 5.21. Vista general de asociación de canales entrelazados arenosos (CEA). Nótese las superficies inclinadas de gran escala (flechas amarillas) y las superficies erosivas de mediana (flechas blancas) y gran (flechas negras) escala. b) Distribución de valores de espesores y anchos reales de CEA. c) Distribución de valores de relación W/T de CEA. A partir de sus valores W/T los canales se clasifican como mantos angostos y anchos. d) Esquema arquitectural simplificado de CEA.

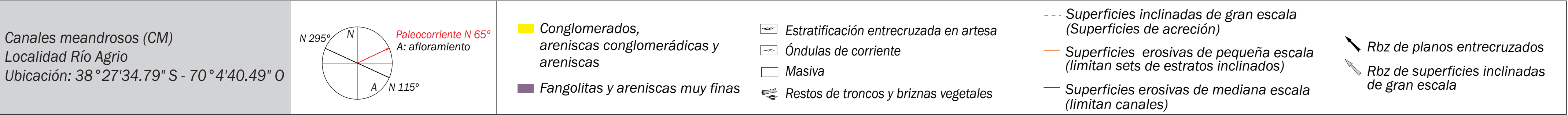
et al., 2003). La colonización infaunal se habría producido durante estadios de abandono de los canales y consecuente reducción en la descarga (Bridge, 2003; Buatois y Mángano, 2011).

5.4.6 Canales meandrosos (CM)

Esta asociación está compuesta por cuerpos arenosos de geometría lenticular (Fig. 5.22; Fig. 5.23.a), con un espesor promedio de 1,10 m y anchos reales que varían entre 45 y 119 m (Fig. 5.23.b; Tabla 5.3). A partir de la relaciones W/T medidas, se clasifican según Gibling (2006) principalmente como *mantos angostos* (Fig. 5.23.c).

Estos cuerpos se delimitan por bases erosivas reconocidas en este estudio como de *mediana escala* (Fig. 5.22; Fig. 5.23.d) y poseen topes netos o transicionales. Estos litosomas presentan estratos inclinados de gran escala (Bridge, 1993, 2003) (Fig. 5.22; Fig. 5.23.d) delimitados por superficies inclinadas. Estos estratos muestran inclinaciones entre 5° y 20°, y orientaciones en general transversales a las paleocorrientes medidas en los ejes de artesas. Los estratos inclinados se agrupan en sets limitados por superficies erosivas de *pequeña escala* (Fig. 5.22; Fig. 5.23.d), los cuales se apilan conformando cosets. Presentan una geometría lenticular, espesores variables entre 0,15 m a 0,60 m y un marcado arreglo granodecreciente representados en la base por areniscas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada en artesa (St) que gradan a areniscas con laminación ondulítica de corriente (Sc) y areniscas moderada a intensamente bioturbadas (Sb) (Fig. 5.23.e). En la base de los sets comúnmente se concentran intraclastos pelíticos y sábulos, mientras que los topes se cubren por intervalos de fangolitas masivas que en ocasiones presentan de grietas de desecación. Los sets se adelgazan hacia el tope de los cuerpos e interdigitan con depósitos de planicie de inundación (PI). Las paleocorrientes medidas a partir de caras frontales de óndulas y ejes de artesas se orientan hacia el noreste con una importante dispersión comprendida entre el noroeste y sur (Tabla 5.2).

Interpretación. La asociación de facies descrita ha sido interpretada como el relleno de canales fluviales dominados por una carga mixta. Este relleno habría estado representado principalmente por barras, las cuales habrían sido construidas a partir de la migración de megaóndulas y óndulas sobre el lecho del canal. Dichas barras se habrían acumulado con una fuerte componente de acreción lateral por lo que probablemente se habrían desarrollado en los márgenes convexos de canales de moderada a alta sinuosidad (Bridge, 2003; Page et al., 2003). Los arreglos granodecrecientes reconocidos en los depósitos de barras sugieren su acumulación asociado a una disminución gradual en el régimen de flujo. Por su parte, los recubrimientos pelíticos en el tope de los sets de estratos inclinados



CANALES MEANDROSOS (CM)

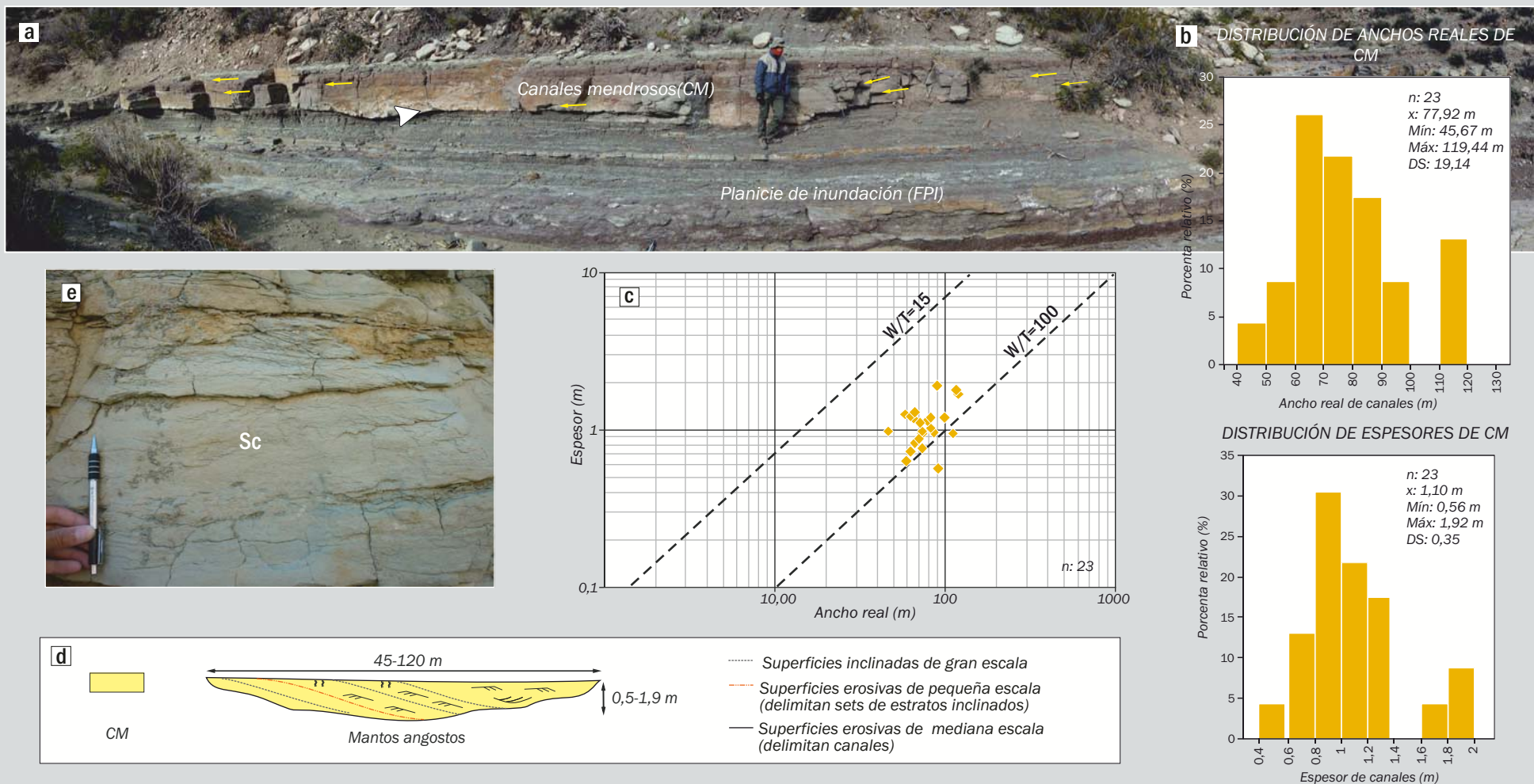


Figura 5.23. a) Vista general de asociación de canales meandrosos (CM). Nótese las superficies inclinadas de gran escala (flechas amarillas) y las superficies erosivas de mediana escala que limitan la base de los cuerpos (flechas blancas). b) Distribución de valores de espesores y anchos reales de CM. c) Distribución de valores de relación W/T de CM. A partir de sus valores W/T los cuerpos se clasifican principalmente como mantos angostos. d) Esquema arquitectural simplificado de CM. e) Detalle de relleno de CM por parte de areniscas con laminación ondulítica de corriente (Sc).

representan depósitos de planicie de inundación acumulados durante los estadios finales de progradación de la barra, a partir de la migración del canal (Page *et al.*, 2003). La acumulación de depósitos pelíticos por acreción oblicua de barras en el interior de canales, es un rasgo común en cursos desarrollados en planicies aluviales de relieve tenue, de bajos gradientes, con una alta proporción de sedimento fino en la carga y con una marcada tendencia a disminuir la descarga en dirección aguas abajo (Knighton y Nanson, 1994).

Las relaciones geométricas W/T determinadas, el dominio por parte de estructuras de acreción lateral y la abundancia de formas de lecho unidireccionales correspondientes a una moderada a baja energía, sugiere la acumulación dentro de canales caracterizados por una carga mixta y un patrón simple, probablemente correspondiente a un diseño meandroso de moderada a alta sinuosidad.

5.4.7 Planicies de inundación (PI)

Esta asociación comprende potentes sucesiones tabulares (0,5 a 7 m de espesor) (Fig. 5.24.a) que muestran bases netas a transicionales y sus topes pueden estar truncados por superficies erosivas de mediana escala vinculadas a las asociaciones CD, CEG, CEA y CM. Dentro de esta asociación se incluyen paquetes tabulares ampliamente dominados por depósitos pelíticos y otros en los que participan areniscas en forma abundante, así como cuerpos lenticulares de pequeña escala.

Los paquetes pelíticos se componen por fangolitas, limolitas y areniscas muy finas masivas (Fm-Sb), y menor proporción por fangolitas laminadas (FI). En ocasiones estos finos presentan grietas de desecación, motas, estructuras biogénicas (*Skolithos*, *Taenidium*) y rasgos pedogenéticos (agregados subangulares), y también pueden mostrar una gradación vertical desde coloraciones verdosas a castaño moradas (Fig. 5.24.a). Estos depósitos pelíticos portan escasos restos de palinomorfos (*Cyathidites australis* Couper, *Classopollis* sp., *Podocarpidites* spp., *Biretisporites potonie* Delcourt y Sprumont, *Cycadopites jansonii* Pocock, *Deltoidospora hali* Miner 1938, *Podocarpidites sellipticus* Cookson 1947) (Fig. 5.24.b) y restos de algas (*Botryococcus* sp., *Ovoidites parvus* (Cookson y Dettmann) Nakoman 1966 y *Leiosphaeridia* sp.) (Fig. 5.24.c).

Por su parte, en los paquetes psamo-pelíticos (0,3 a 2 m) los depósitos finos alternan con delgadas capas (0,5 a 0,27 m) arenosas de extensiones mayores a los 30 m y desarrollan un arreglo grano y estratocreciente (Fig. 5.24.a) desde intervalos pelíticos. Los topes son netos y pueden presentar niveles de fangolitas con grietas de desecación. Las capas arenosas presentan laminación ondulítica de corriente (Sc), estratificación horizontal

(Sh) y bioturbación (Sb), y en menor medida sets de estratificación entrecruzada en artesa (St).

Asociado con los paquetes tabulares se reconocen cuerpos arenosos de geometría lenticular, con bases erosivas y topes netos (Fig. 5.24.a). Estos cuerpos, de entre 0,3 y 0,5 m de espesor y anchos inferiores a los 10 m, presentan notorios adelgazamientos en su espesor hacia los extremos que definen “alerones” o *wings* (Stear, 1983). Su arquitectura interna es simple (Fig. 5.24.a), pueden portar intraclastos pelíticos en la base o en su interior y muestran un arreglo granodecreciente conformado por areniscas finas a medianas con laminación ondulítica de corriente (Sc) y areniscas intensamente bioturbadas (Sb).

Interpretación. Los depósitos finos representarían la acumulación a partir de la decantación de suspensiones en una planicie de inundación fluvial. Esta acumulación habría tenido lugar durante eventos de inundaciones periódicas y asociado a condiciones húmedas y cálidas. Las planicies habrían constituido suelos bien drenados en los cuales proliferaban familias de coníferas y helechos (Quattrocchio *et al.*, 2011). Durante eventos de inundaciones fluviales, pequeños cuerpos de agua dulce generados como producto de estancamientos, eran colonizados por algas (Zippi, 1998). Posteriormente, el nivel freático habría descendido de forma gradual y las planicies se habrían disecado sufriendo procesos de oxidación.

Las sucesiones grano y estratocrecientes areno-fangosas, se interpretan como el resultado de la progradación de albardones o lóbulos de desbordamientos (Leopold *et al.*, 1964; Brierley *et al.*, 1997; Bridge, 2003) generados durante eventos de crecidas fluviales. Las capas arenosas serían producto de la acumulación durante la desaceleración de corrientes unidireccionales vinculadas a crecidas o inundaciones particulares (Miall, 1996), con la posterior acumulación de finos a partir de la decantación de suspensiones. Por su parte, los cuerpos lenticulares de pequeña escala, representarían el relleno de canales secundarios generados como resultado de crecidas y desbordamientos eventuales de un canal principal (Bridge, 2003).

5.4.8 Depósitos de crecidas distales (DCD)

Esta asociación comprende litosomas tabulares de 0,2 a 1,3 m de espesor, que se caracterizan por un arreglo granodecreciente. Estos intervalos se delimitan por bases netas y erosivas, y sus topes son netos ya que son cubiertos por dunas eólicas (DE) y mantos eólicos (ME) o truncados por canales efímeros (CE) (Fig. 5.24.d).

PLANICIE DE INUNDACIÓN (PI) Y DEPÓSITOS DE CRECIDAS DISTALES (DCD)

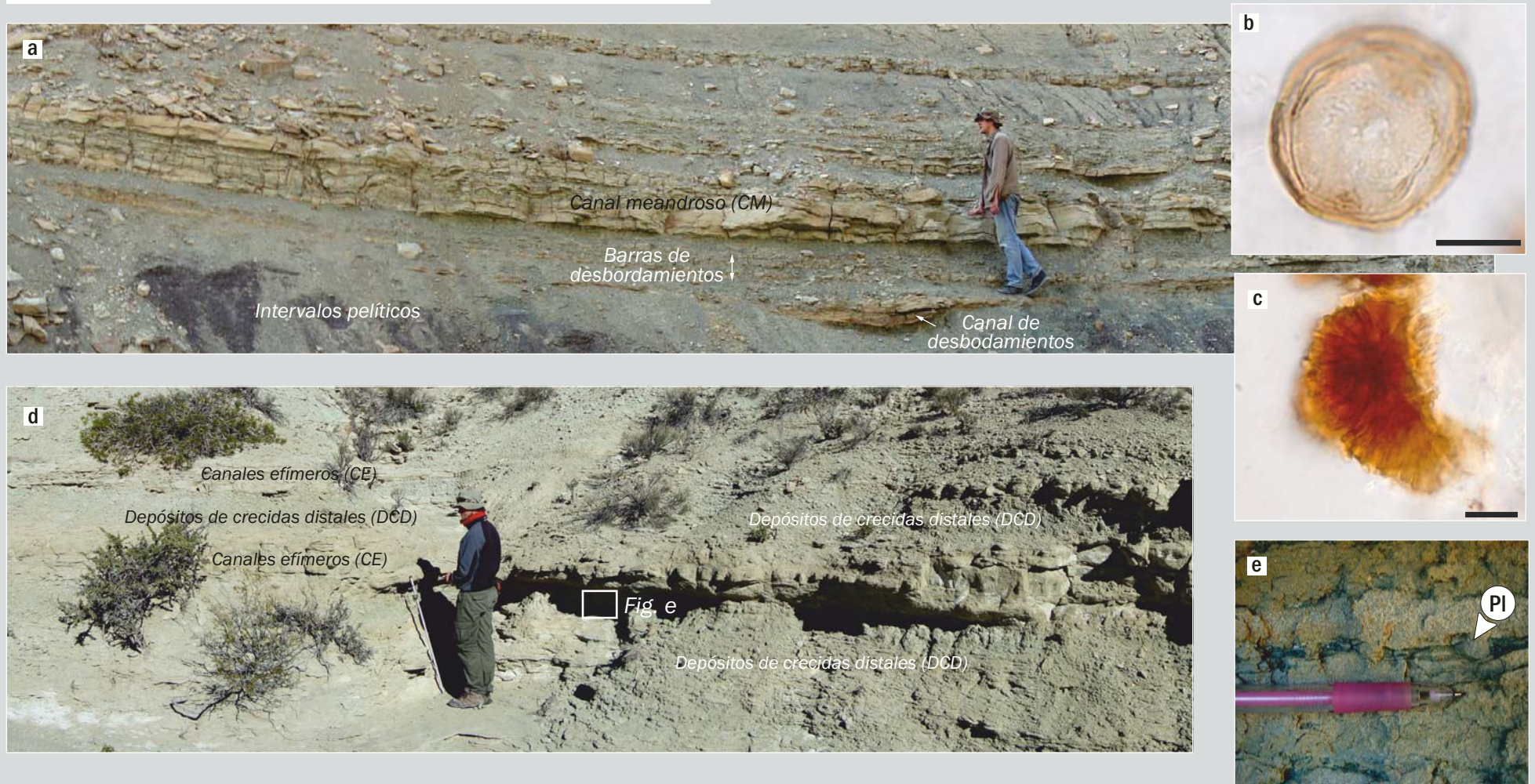


Figura 5.24. a) y b) Vista general de asociación de planicies de inundación (PI), integradas por intervalos pelíticos, canales de desbordamiento y barras de desbordamiento. b) y c) Vista microscópica de restos de polen (*Classopollis* sp.) y de algas (*Botryococcus* sp.), escala gráfica (figuras b y c): 10 μ m. d) Vista general de depósitos de crecidas distales (DCD) y de su relación espacial con canales efímeros (CE). Detalle de capa de arenisca masiva por encima de nivel de fangolitas con moldes de grietas de desecación y estructuras biogénicas (PI: Planolites)

Los litosomas se integran en parte por niveles de hasta 0,5 m de fangolitas y limolitas verdosas y castañas moradas masivas (Fm) con rasgos de bioturbación (*Planolites*) (Fig. 5.24.e), que alternan con delgadas (menos de 0,10 m) capas tabulares de areniscas finas con laminación ondulítica de corriente (Sc) o masivas (Sb). Estas capas arenosas generalmente disminuyen su proporción hacia el tope del litosoma. También, los intervalos se componen por capas tabulares de espesores inferiores a 0,2 m de areniscas medianas a finas con estratificación horizontal (Sh), laminación ondulítica de corriente (Sc), y masivas (Sm), que gradan a intervalos de hasta 0,8 m conformados por pares de capas centimétricas de areniscas finas masivas y niveles de fangolitas verdes masivas. Finalmente estos intervalos finalizan en fangolitas masivas verdosas con grietas de desecación (Fig. 5.24.e). En ocasiones, estos paquetes granodecrecientes se apilan verticalmente conformando sucesiones de hasta 1,8 m, sin mostrar una tendencia vertical bien definida. Esta asociación intercala entre dunas eólicas (DE), mantos eólicos (ME) y canales efímeros (CE) (Fig. 5.1).

Interpretación. La alternancia entre niveles pelíticos y delgadas capas discretas de areniscas con estructuras de bajo régimen de flujo sugiere la acumulación a partir de suspensiones en pequeños cuerpos de agua estancada o a la desaceleración de flujos tractivos, y corrientes poco profundas, no confinados (Bridge, 2003), vinculadas a episodios de crecidas. La presencia de grietas de desecación en gran parte de los paquetes sugiere eventos periódicos de desecación. La directa relación vertical entre la asociación descrita y canales efímeros (CE), el carácter granodecreciente de los paquetes y la alternancia a pequeña escala entre niveles pelíticos con grietas de desecación y capas de areniscas con estructuras de alto y bajo régimen, sugieren que la asociación descrita representa la acumulación a partir de la desaceleración de flujos no confinados distales generados durante eventos de crecidas fluviales.

5.5 CONSIDERACIONES FINALES

A modo de síntesis puede indicarse que, el análisis de asociaciones de las 26 facies presentadas en el capítulo 4 permitió el reconocimiento de diferentes combinaciones o grupos de facies, vinculadas genéticamente y con significado paleoambiental. De esta manera, dentro de la sucesión de interés se identificaron y caracterizaron 16 asociaciones de facies, de las cuales 8 asociaciones son atribuidas a acumulación en ambientes marinos o transicionales, y 8 asociaciones son interpretadas como de origen continental.

Las asociaciones de facies transicionales se distribuyen en dos grupos diferenciados por su ubicación estratigráfica dentro del intervalo de estudio y su afinidad paleoambiental.

Ambos grupos se encuentran representados en toda el área de estudio. El primer grupo se ubica en el tramo basal del intervalo de estudio (Fig. 5.1) e incluye depósitos de prodelta (P), barras de desembocadura distales (BD) y proximales (BP), canales terminales (CT), planicies subácueas (PS) y canales distributarios (CD). Este primer grupo de asociaciones fue considerado afín a un sistema deltaico. Por su parte, el segundo grupo fue identificado en el tope del intervalo de estudio (Fig. 5.1) y comprende depósitos de planicies subácueas (PS), canales terminales (CT), depósitos de centro de estuario (DCE) y depósitos marinos someros (DMS). En este caso, este segundo grupo se integraría por asociaciones de facies vinculadas a un ambiente estuarino.

Las asociaciones de facies continentales representan gran parte del intervalo de estudio (Fig. 5.1) y según su afinidad paleoambiental también pueden separarse en dos grupos principales. Por un lado se reconoce un grupo de asociaciones integrado por dunas eólicas (DE) y mantos eólicos (ME). Este grupo fue considerado como afín a un ambiente eólico, y el mismo se encuentra mayormente registrado en el área de estudio de subsuelo. Por su parte, el segundo grupo comprende asociaciones de canales entrelazados gravo-arenosos (CEG) y arenosos (CEA), canales meandrosos (CM), depósitos de planicie de inundación (PI), canales efímeros (CE) y depósitos de crecidas distales (DCD). En este caso, este grupo se integraría por depósitos vinculados a procesos de origen fluvial y su registro se encuentra ampliamente representado en toda el área de estudio.

SISTEMAS DE ACUMULACIÓN

6.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan los diferentes sistemas de acumulación reconocidos dentro de la sucesión estudiada. Estos sistemas fueron definidos a partir de la vinculación vertical y espacial de asociaciones de facies que guardan una relación genética, y de comparaciones con modelos de acumulación existentes. Para definir los distintos sistemas de acumulación a partir de información indirecta de subsuelo, en los perfiles sedimentológicos de los testigos corona se reconocieron intervalos caracterizados por un grupo de asociaciones de facies en particular y se analizó la respuesta de cada intervalo en los perfiles de pozo considerados (rayos gamma, potencial espontáneo). Seguidamente, se correlacionaron diferentes asociaciones de facies vinculadas genéticamente y se confeccionaron esquemas tridimensionales para los diferentes sistemas de acumulación. Estos esquemas pretenden representar la configuración simplificada de cada uno de los sistemas, así como visualizar y comprender las relaciones estratigráficas establecidas entre los mismos.

En este trabajo se reconocieron 5 sistemas de acumulación sobre la base de la metodología descripta. Dos sistemas son transicionales, un sistema deltaico se reconoce en el intervalo basal del área de estudio, y un sistema estuarino se interpreta para el tramo superior de la misma (Fig. 6.1). Por otra parte, se identificaron 3 sistemas continentales, un sistema fluvial, otro eólico y finalmente uno fluvio-eólico. A continuación se tratan los cinco sistemas reconocidos. Para cada uno de ellos primero se plantea la distribución espacial y estratigráfica de las asociaciones de facies componentes, y luego se realiza la caracterización general del sistema de acumulación y su dinámica de sedimentación.

6.2. SISTEMA DELTAICO

6.2.1 Distribución espacial de las asociaciones de facies

Este sistema ha sido reconocido principalmente en localidades dentro de la Sierra de la Vaca Muerta y el subsuelo (Fig. 6.1). Las asociaciones de facies se organizan en



Fig. 6.1: Distribución vertical y espacial de asociaciones de facies y sistemas de acumulación, reconocidos en los perfiles relevados en afloramientos y subsuelo. El área gris señala el intervalo considerado en la figura 6.2.

sucesiones somerizantes de entre 15 y 40 m de espesor (Fig. 6.2). Estas sucesiones comúnmente comienzan con depósitos de prodelta (P) acumulados en ambientes dominados por procesos de decantación y vinculados a corrientes diluidas de origen fluvial. Los depósitos del prodelta gradan vertical y lateralmente a depósitos de barras de desembocadura distales y proximales (BD y BP), que representan la instauración de un frente deltaico (Fig. 6.2, Fig. 6.3.a, b).

Dentro de los depósitos de frente deltaico, los depósitos que muestran influencia significativa de acción de olas y corrientes oscilatorias, gradan vertical y/o lateralmente a depósitos generados por procesos de origen fluvial. La relación espacial entre estos depósitos sugiere una contemporaneidad y/o reemplazo de la acumulación de las barras en sectores laterales e inmediatos a la zona de descarga activa. Las paleocorrientes en este sector se orientan preferentemente en sentido nornordeste, dentro de un rango variable entre el noroeste y el este. Este amplio rango de dispersión podría deberse a la expansión tridimensional de las corrientes como resultado de su falta de confinamiento o al retrabajo por parte de corrientes litorales.

Los depósitos del frente deltaico son cubiertos por depósitos de la planicie deltaica distal (Fig. 6.2, Fig. 6.3.b), conformada por sedimentitas incluidas en las asociaciones de canales terminales (CT) y planicies subácueas (PS). Las paleocorrientes asociadas a los canales terminales se orientan en sentido norte-noreste (Fig. 6.2). Los depósitos de canales terminales (CT) truncan paquetes de barras de desembocadura proximales (BP) e intercalan entre depósitos de planicies subácueas (PS) (véase capítulo 5, Fig. 5.7; Fig. 6.2). Esta relación vertical entre las asociaciones BP y CT sugiere un contexto de acumulación inmediato al sector de desembocadura. Por su parte, los depósitos de planicies subácueas (PS) sobreyacen depósitos de barras de desembocadura proximales (BP) (véase capítulo 5, Fig. 5.3; Fig. 6.2), representando la acumulación en los sectores laterales a la zona de descarga principal. Los depósitos de la planicie deltaica distal son comúnmente truncados por facies de la asociación de canales distributarios (CD), las cuales integran la planicie deltaica proximal (Fig. 6.2, Fig. 6.3.b). La planicie deltaica proximal comprende sedimentitas de canales distributarios (CD) que intercalan con depósitos de planicie de inundación (PI). En este sector proximal de la planicie deltaica, las paleocorrientes asociadas a los canales distributarios muestran una sentido general de transporte hacia el norte-noreste.

Los depósitos de planicie deltaica (distal y proximal) son cubiertos en algunos casos por depósitos de prodelta (Fig. 6.2). Esta relación vertical marca una significativa retrogradación de los subambientes de acumulación y se interpretan como superficies transgresivas que delimitan sucesiones con características somerizantes (Fielding, 2010).

6.2.2 Sucesiones somerizantes

El intervalo estratigráfico asignado al desarrollo de un sistema deltaico comprende tres sucesiones somerizantes, de las cuales sólo dos fueron registradas en forma completa, e indicadas como sucesiones deltaicas I y II (Fig. 6.2). Dentro de las sucesiones, el registro vertical de asociaciones de facies puede ser incompleto y no estar presentes los depósitos de los subambientes de prodelta (asociación P) o de la planicie deltaica proximal (asociaciones CD y PI). En estos casos, las sucesiones pueden comenzar con depósitos correspondientes al frente deltaico (Fig. 6.2, perfil GU) y pueden finalizar con los depósitos de la planicie deltaica distal (Fig. 6.2, perfil RA). En este sentido, las sucesiones I y II muestran cambios en la proporción del registro de las asociaciones de facies que componen cada subambiente. La proporción de los depósitos fue establecida a partir de la medición del registro vertical de las distintas asociaciones de facies en los perfiles relevados.

La sucesión deltaica I (Fig. 6.2) comprende una gran proporción de depósitos de frente deltaico. Esta sucesión se integra en un 14% por depósitos de prodelta, en un 54% por depósitos de frente deltaico y en un 32% por depósitos de planicie deltaica, de los cuales sólo un 9% representa los depósitos de planicie deltaica proximal.

Por su parte, la sucesión deltaica II (Fig. 6.2) registra un considerable incremento en la proporción de los depósitos de la planicie deltaica, con la consiguiente disminución de los depósitos de frente deltaico y prodelta. La misma se integra en un 80% por depósitos de planicie deltaica, de los cuales un 52% corresponde a la planicie deltaica proximal, mientras que los depósitos de prodelta y frente deltaico disminuyen su proporción a un 7% y 13% respectivamente.

Las sucesiones deltaicas I y II muestran una notoria congruencia en las paleocorrientes generales, las cuales se orientan en ambos casos hacia el noreste. Esta tendencia sugiere que el sistema deltaico no habría modificado en el tiempo su sentido general de transporte. Por su parte, dentro de las sucesiones somerizantes, las geometrías de las fajas de los subambientes muestran una fuerte consistencia entre ellas. Esta observación sugiere que la distribución espacial de los subambientes del sistema no habría cambiado demasiado en el tiempo transcurrido durante la acumulación de ambos estadios deltaicos (Fig. 6.2), por lo menos en dirección transversal al sentido de transporte general (noreste).

Por otro lado, dentro de las sucesiones somerizantes algunas asociaciones de facies también se organizan verticalmente en arreglos somerizantes de pequeña escala (espesores inferiores a los 8 m), los cuales se delimitan a partir de superficies que indican

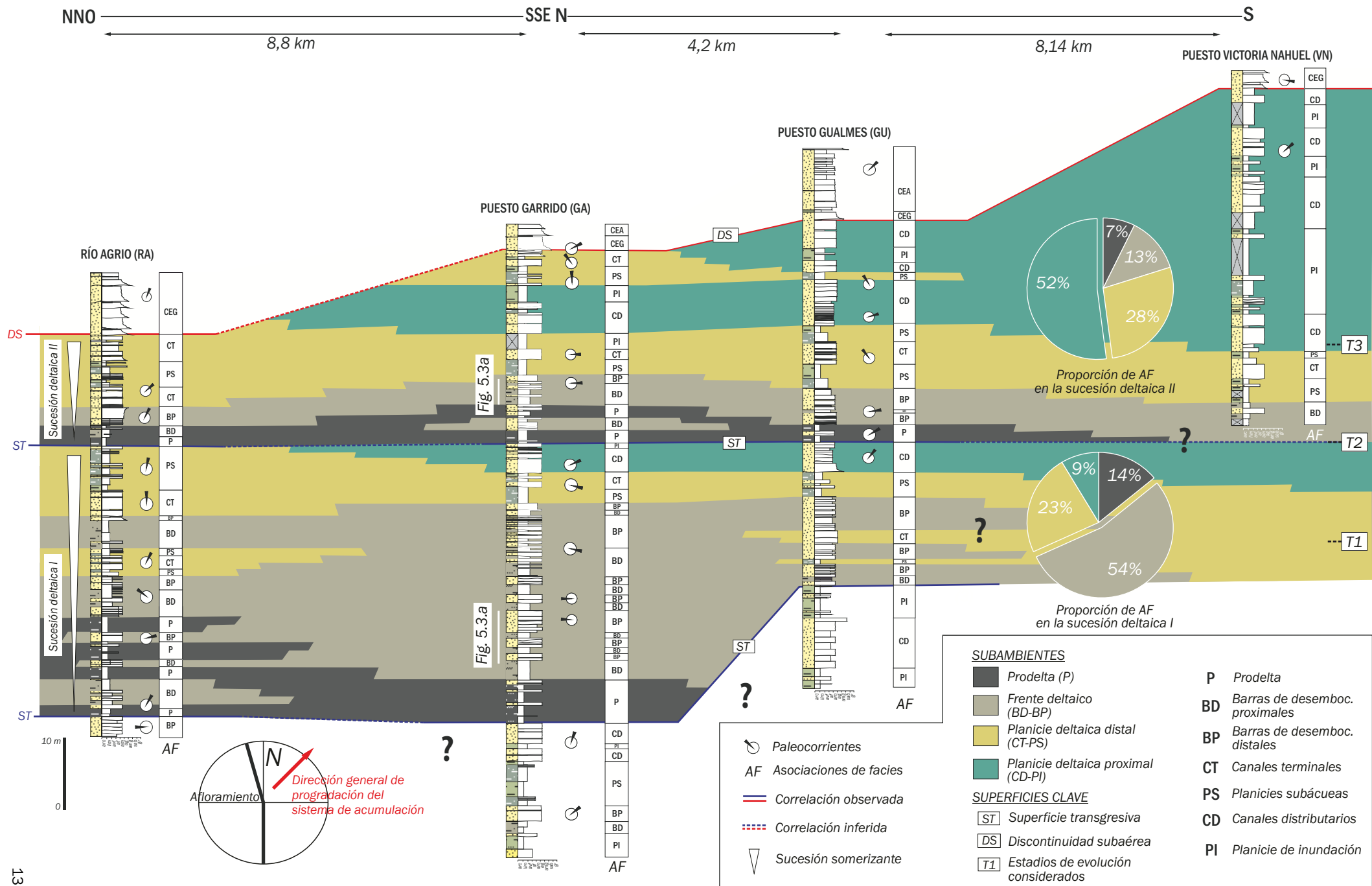


Fig. 6.2: Transecta de correlación de orientación NNO-SSE y arquitectura deposicional del intervalo estudiado en la Sierra de la Vaca Muerta correspondiente al sistema deltaico. Se muestran distribución vertical y espacial de las asociaciones de facies, los subambientes de acumulación interpretados, las sucesiones somerizantes, y superficies claves.

una retrogradación entre subambientes de acumulación. De esta manera, por ejemplo, finos de prodelta sobreyacen a barras de desembocadura distales (BD) o proximales (BP) (Fig. 6.2, perfil RA; Fig. 6.3.a), o bien, estos últimos (BP) son cubiertos por los depósitos distales de dichas barras (BD) (Fig. 15, perfil GA). Estos arreglos de pequeña escala habrían tenido lugar en respuesta a procesos intrínsecos, tales como transposiciones de los lóbulos deltaicos o eventos de avulsión de los canales distributarios en la planicie deltaica distal (Hampson, 2000; Storms y Hampson, 2005; Zhu *et al.* 2012).

6.2.3 Dinámica del sistema deltaico

La morfología de los sistemas deltaicos y las características y arquitectura de sus depósitos constituyentes, se encuentran directamente influenciadas por los procesos fluviales, de oleaje y de mareas, activos durante la acumulación del sistema (Wright y Coleman, 1973; Galloway, 1975). En relación a la proporción de la influencia que ejercen estos tres factores de control, los sistemas deltaicos pueden ser clasificados como deltas fluvio-dominados, dominados por oleaje o dominados por mareas (Galloway, 1975). Por su parte, Bhattacharya y Giosan (2003), Bhattacharya (2006) y Gani y Bhattacharya (2007), señalan algunas controversias en la aplicación de esta clasificación tripartita. Los argumentos de estos autores sostienen que los sistemas deltaicos constituyen sistemas dinámicos en el espacio y en el tiempo, por lo que pueden recibir de manera contemporánea la influencia de distintos factores de control. La identificación de rasgos en las asociaciones de facies asignables a diferentes procesos de acumulación, y las relaciones espaciales y temporales que estas asociaciones establecen entre sí, constituyeron atributos diagnósticos en la caracterización del sistema depositacional estudiado. En este sentido, la distribución espacial de las asociaciones de facies dentro de las sucesiones somerizantes reconocidas muestra una directa relación lateral entre los depósitos vinculados con procesos fluviales y de olas, y esta relación se encuentra presente en las dos sucesiones identificadas.

Durante la acumulación del frente deltaico, los procesos fluviales y de olas habrían sido activos contemporáneamente y esta dinámica habría caracterizado eventualmente al sistema de acumulación. Durante la construcción del frente deltaico, las barras de desembocadura distales se conformaban a partir del material arenoso que era transportado desde la zona de descarga por corrientes fluviales. Por otro lado, el material pelítico era transportado en suspensión mediante plumas boyantes. Con frecuencia, a este sector también llegaban flujos arenosos levemente erosivos provenientes de sectores más proximales. Por su parte, las barras de desembocadura proximales eran construidas

SISTEMA DELTAICO

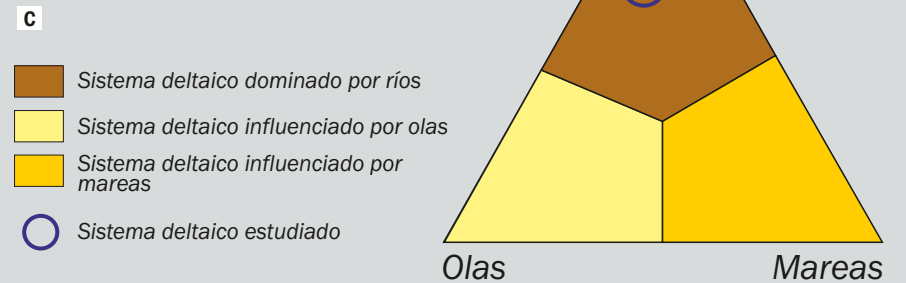
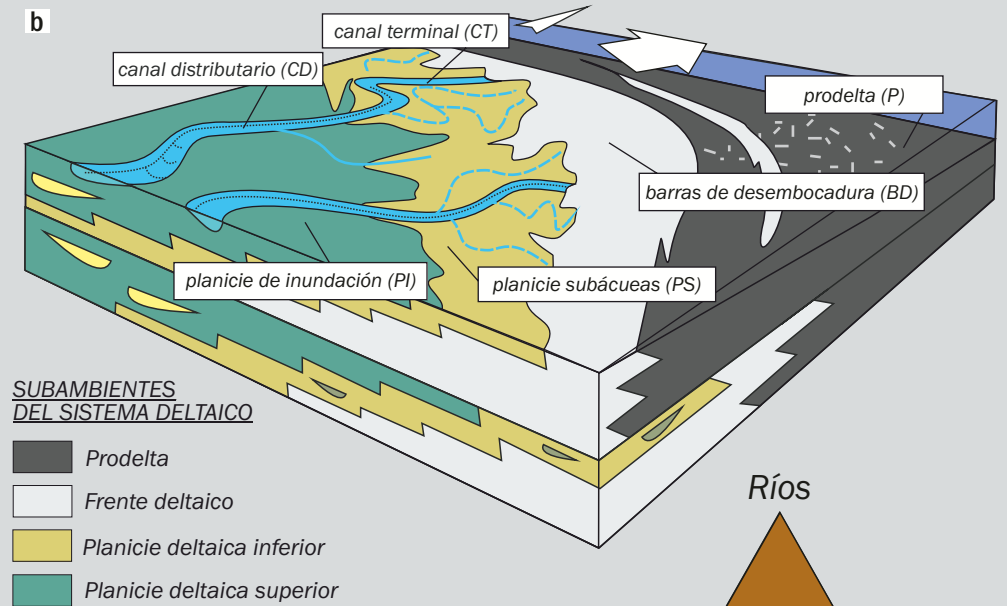
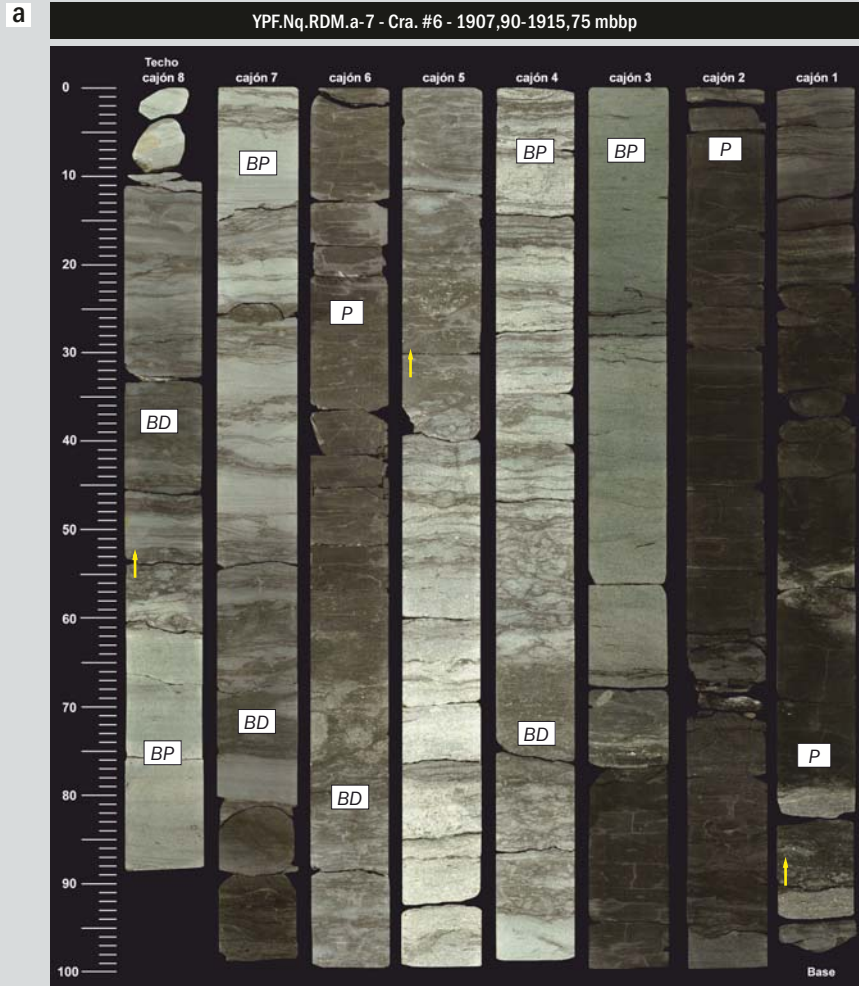


Figura 6.3. a) Diseño vertical de las asociaciones de facies integrantes de los subambientes de prodelta (P) y frente deltaico (BD-BP) del sistema deltaico en el subsuelo. Se indican asociaciones de facies de prodelta (P), barras de desembocadura distales (BD) y barras de desembocadura proximales (BP), y arreglos granocrecientes (flechas amarillas) de pequeña escala entre asociaciones. b) Esquema de acumulación para el sistema deltaico. c) Diagrama ternario para clasificación de deltas para líneas de costa con morfologías rectilíneas y/o lobadas, vinculadas a una baja actividad de las olas y ubicación del sistema estudiado. Tomado de Galloway (1975).

principalmente a partir de la acumulación de arena que era suministrada por las descargas fluviales como flujos levemente confinados, mientras que las olas desarrollaban una influencia minoritaria durante la construcción de las barras. Esta actividad subordinada de los procesos de olas en el frente deltaico podría haber respondido a la periodicidad de los eventos de descarga, o bien, a la distribución espacial de las corrientes oscilatorias respecto a la zona de descarga fluvial. En este sentido, los procesos de olas serían mayormente activos en los períodos en los cuales la descarga fluvial fuese baja o en los sectores laterales o distales a la zona de desembocadura (Marzia Rossi y Steel, 2016). En este contexto, la ausencia de depósitos de playa con arquitecturas dominadas por procesos de oleaje, permite descartar la hipótesis de que el sistema estudiado haya sido construido de manera principal por procesos de olas. Por su parte, tampoco fueron reconocidos indicadores mareales en los depósitos del frente deltaico. La ausencia de estos indicadores podría deberse en parte, a factores directamente vinculados con las características del sistema fluvial alimentador (régimen de descarga, estacionalidad, carga de sedimento y tamaño de grano transportado), al rango de las mareas, a la influencia de otras corrientes marinas (olas, tormentas) (Goodbred y Saito, 2012) o a la fisiografía de la línea de costa (Goodbred y Saito, 2012; Ainsworth *et al.*, 2008).

En particular, la descarga de los ríos asociada a la introducción de agua dulce al medio marino ejercen un control directo en la posición de la zona de convergencia en el área de desembocadura (Dalrymple y Choi, 2007), y en la definición del vector resultante del flujo residual que se genera durante la interacción entre corrientes fluviales y las corrientes marinas (mareas, olas). Una alta tasa de descarga asociado a una alta carga de sedimento, podría haber determinado una movilización de la zona de convergencia e influencia de las corrientes mareales hacia sectores mar adentro, lejos de la zona de desembocadura. En estas condiciones, las corrientes fluviales podrían haber alcanzado el dominio de la dirección de transporte neto de sedimentos y representar el mecanismo principal de acumulación en el frente deltaico. En este contexto, la velocidad de las corrientes mareales habría sido baja (Bridge y Demicco, 2008) y por lo tanto, su influencia en la zona de desembocadura habría sido débil.

La fisiografía de la línea de costa representa un importante factor de control en la amplificación y la aceleración de las corrientes mareales. En este sentido, las líneas de costa representadas por engolfamientos, entradas hacia el continente o valles inundados, promueven a una amplificación de las corrientes mareales y un incremento en el rango mareal, con la consecuente influencia de estas corrientes durante la acumulación en el ámbito costero (Ainsworth, *et al.* 2008). Por el contrario, las líneas de costa con formas cuspidas o lobadas incrementan la influencia de las olas. De esta manera, se estima que

la geometría de la paleolínea de costa asociada al sistema deltaico podría haber sido lobada, caracterizada por proyecciones de la planicie deltaica y el frente deltaico hacia el interior de la cuenca, cuyo contorno sería retrabajado por corrientes longitudinales en dirección paralela a la paleolínea de costa con el desarrollo de deflexiones en dicha dirección (Fig. 6.3.b).

En la planicie deltaica, (que habría alcanzado un amplio desarrollo areal en el área de estudio), los canales distributarios (CD) alimentaban canales terminales (CT), que modificaban su posición en la planicie principalmente por mecanismos de avulsión o migración del canal (Hopkins, 1985; Li y Bhattacharya, 2014). Entre los sectores de desembocadura se desarrollaban planicies subácueas (PS) vinculadas a condiciones de aguas salobres. La acumulación en las planicies subácueas habría sido en gran parte promovida por las descargas fluviales. Durante eventos de crecidas, las planicies subácueas recibían periódicamente material pelítico y arenoso provenientes de los desbordamientos de los canales. No obstante, durante períodos de intercrecidas o condiciones de baja descarga fluvial, la influencia de las corrientes mareales puede alcanzar una mayor importancia relativa (Gugliotta *et al.*, 2015) y esto podría haber acontecido en las planicies aquí identificadas.

En el marco de las características señaladas, el sistema de acumulación estudiado puede ser clasificado como un sistema deltaico con influencia mixta (Gani y Bhattacharya, 2007), o bien, como un sistema deltaico fluvio-dominado e influenciado por olas (Ainsworth *et al.*, 2008) (Fig. 6.3.c). Este sistema se habría construido principalmente como resultado de eventos de descarga fluvial y la influencia por parte de corrientes oscilatorias durante la acumulación de lóbulos en el área de desembocadura. Adicionalmente, las mareas desarrollarían una acción subordinada y localizada, sólo registrable ocasionalmente en la planicie deltaica distal.

6.3. SISTEMA FLUVIAL

6.3.1 Distribución espacial de las asociaciones de facies

El sistema fluvial interpretado sobre la base de las asociaciones de facies, se encuentra ampliamente representado en los afloramientos de la Sierra de la Vaca Muerta y el Cerro Mesa, y en el subsuelo. Este sistema de acumulación está representado mayormente por asociaciones de facies que representan rellenos de canales fluviales: canales entrelazados gravo-arenosos (CEG), canales entrelazados arenosos (CEA) y canales meandrosos (CM). Los depósitos de los canales fluviales se vinculan vertical y lateralmente con depósitos de planicie de inundación (PI). El dominio espacial relativo de cada uno de

estos depósitos permitió establecer y caracterizar intervalos representantes de la acumulación en los sectores proximales y distales del sistema de acumulación fluvial.

La *sucesión fluvial proximal* está representada por intervalos de menos de 8 m de espesor y de al menos centenares de metros de extensión lateral. En uno o más intervalos dominan rellenos de canales entrelazados gravo-arenosos (CEG), y en menor proporción participan rellenos de canales entrelazados arenosos (CEA). Estos depósitos de canal intercalan con sedimentitas de planicie de inundación (PI), que presentan una distribución espacial restringida (véase capítulo 5, Fig. 5.18; Fig. 6.1, Fig. 6.4.a,b). Los intervalos se delimitan por superficies erosivas de varios kilómetros de extensión, y comúnmente inician con rellenos de canales entrelazados gravo-arenosos (CEG), que pasan en la vertical a rellenos de canales entrelazados arenosos (CEA) (Fig. 6.1). En ocasiones en el tope de los CEA, se preservan depósitos de retrabajo eólico (asociación de mantos eólicos) de hasta 2 m, que son cubiertos posteriormente por depósitos de canales entrelazados (CEG-CEA) (Fig. 6.4.a). Dentro de los intervalos de canales entrelazados, los cuerpos individuales se extienden lateralmente por centenas de metros e integran fajas de canales multiepisódicas. Estos canales presentan paleocorrientes fuertemente orientadas hacia el noreste, mientras que la laminación horizontal presente en los depósitos de retrabajo eólico sugiere una dirección de transporte de sedimento hacia el oeste-sudoeste (paleocorrientes inferidas a partir de imágenes de pozo FMI).

El dominio de depósitos asignados al desarrollo y relleno de canales entrelazados, la presencia de los máximos calibres, la baja a nula preservación depósitos de planicie de inundación y la poca dispersión de las paleocorrientes sugiere que estos intervalos estratigráficos representarían la acumulación en los sectores proximales de una sistema fluvial entrelazado con respecto al área fuente (Rust, 1977; Klausen *et al.*, 2014).

Por su parte, la *sucesión fluvial distal* está representada por un intervalo de 18 a 130 m de espesor conformado principalmente por rellenos de canales entrelazados arenosos (CEA) y canales meandrosos (CM), que intercalan y pasan lateralmente a depósitos de planicie de inundación (PI) (véase capítulo 5, Fig. 5.21; Fig. 6.1). Dentro del intervalo se distinguen un tramo inferior y un tramo superior en función de los rellenos de canales que los integran. El tramo inferior (Fig. 6.1) está caracterizado por presentar proporciones similares de cuerpos asignados a canales CEG y CEA, con relativa moderada participación de depósitos de PI y bajo porcentaje de cuerpos canalizados de la asociación CM. En líneas generales, la participación de cuerpos correspondientes a CEG disminuye en sentido vertical y hacia el norte del área de estudio (Fig. 6.1). Este tramo inferior representa gran parte del registro del sistema fluvial, y en él la participación de los canales entrelazados arenosos (CEA) es dominante. Por su parte, en el tramo superior los rellenos

SISTEMA FLUVIAL

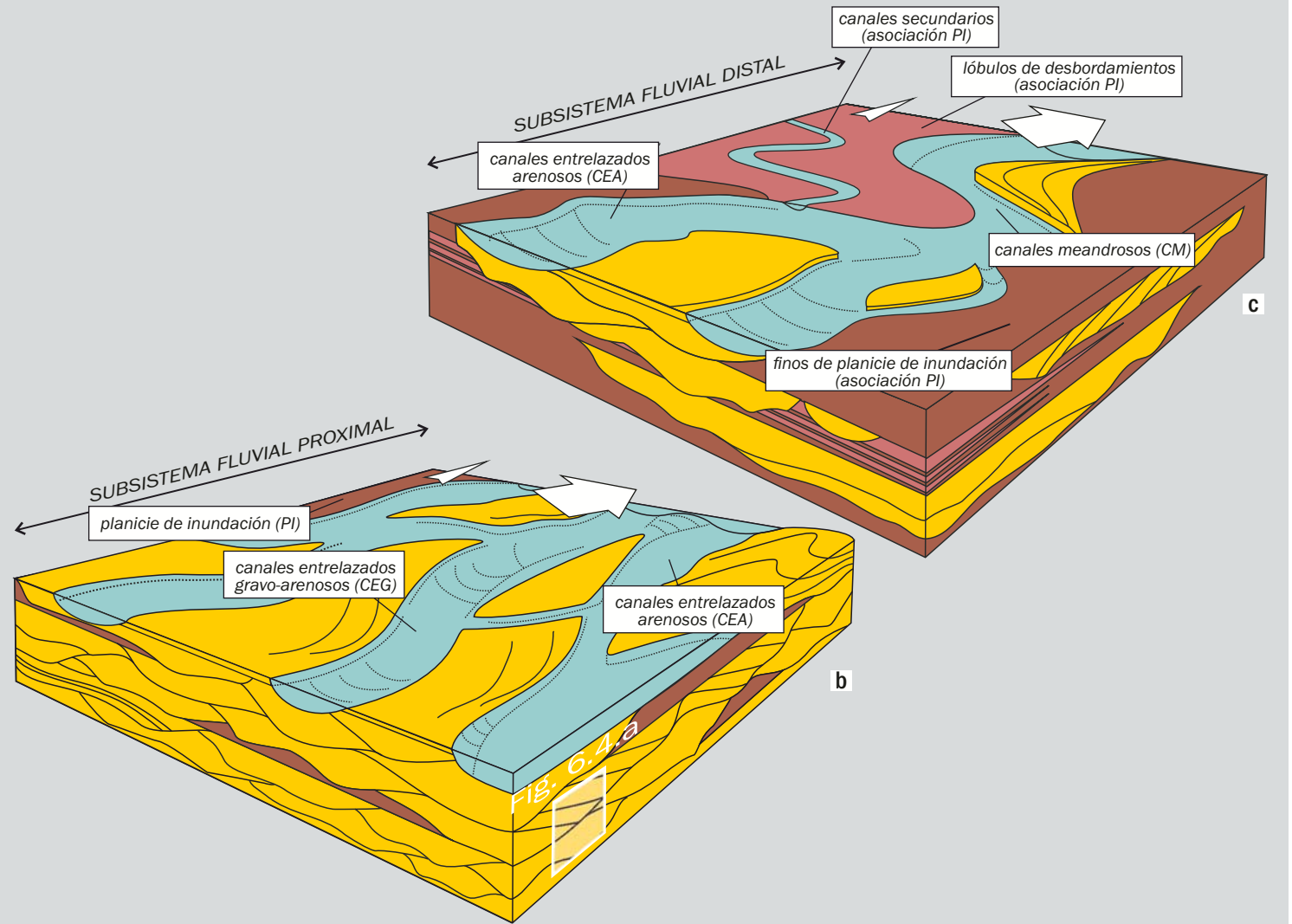
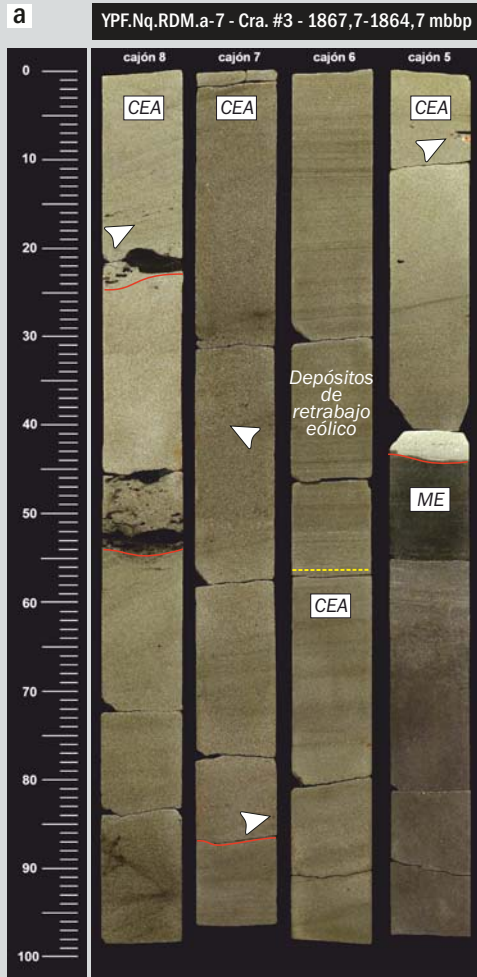


Figura 6.4. a) Diseño vertical de algunas de las asociaciones de facies integrantes del subsistema fluvial proximal en el subsuelo. Se indican la base de arreglos granodecrecientes delimitados por superficies erosivas (líneas rojas), depósitos de retrabajo eólico delimitados por superficies netas (líneas amarillas) y sábulos dispersos en los depósitos arenosos (flechas blancas). También se indican asociaciones de facies de canales entrelazados arenosos (CEA) y mantos eólicos (ME). b) Esquema de acumulación para el subsistema fluvial proximal y ubicación de vista representativa de la figura 6.4.a. c) Esquema de acumulación para el subsistema fluvial distal.

de canales entrelazados arenosos (CEA) pasan en la vertical a depósitos de canales meandrosos (CM), y los finos de planicie (PI) incrementan notoriamente su proporción respecto a la sucesión inferior (Fig. 6.1). Los finos de planicie con frecuencia exhiben agregados subangulares y bandeados de coloraciones verdosas y castaño-moradas. Dentro de la sucesión inferior y superior los canales presentan paleocorrientes orientadas mayormente hacia el noreste.

Este intervalo estratigráfico, dado el predominio de rellenos de canales interpretados como entrelazados arenosos y meandrosos, por sobre una decreciente presencia de canales entrelazados gravo-arenosos, así como la alta preservación de depósitos de planicie de inundación, sugiere la acumulación en los sectores distales de un sistema fluvial (Rust, 1977; Klausen *et al.*, 2014).

6.3.2 Dinámica del sistema fluvial

El término entrelazado o *braided* ha sido comúnmente empleado para sistemas fluviales representados por fajas de múltiples canales móviles, de baja sinuosidad y dominados por carga de lecho gravosa o arenosa (Rust, 1977; Miall, 1996; Gibling, 2006). Dentro de estas fajas, los canales se bifurcan y confluyen nuevamente alrededor de una barra y establecen un patrón repetitivo (Bristow y Best, 1993). Por su parte, el término meandroso ha sido aplicado para sistemas fluviales representados por fajas de canales simples, de moderada a alta sinuosidad y de carga mixta arenosa y pelítica (Miall, 1996). Estos canales se caracterizan por la acumulación de barras de acreción lateral o *point-bars*. En este contexto, diferentes autores han desafiado a esta clasificación bipartita que caracteriza a los sistemas entrelazados y meandrosos como sistemas fluviales diferentes, ya que según los autores, estos estilos de canales no se excluyen mutuamente dentro de un mismo sistema (Miall, 1985; Bristow y Best, 1993; Bridge, 1993, 2003; Gibling, 2006). El estilo fluvial tiene lugar en respuesta a las condiciones de descarga, la pendiente del valle, el aporte de sedimento y el tamaño de grano transportado (Bridge, 2003). En este sentido, los cambios graduales dentro y entre estas variables resultan en un cambio continuo (Schumm, 1981; Bridge, 1985, 2003; Brierley y Hickin, 1991). En este sentido, el registro vertical de este cambio muestra que canales entrelazados y meandrosos pueden encontrarse yuxtapuestos.

El sistema fluvial estudiado se caracterizaba por el desarrollo de fajas de canales con diseño entrelazado (Rust, 1977; Schumm, 1977). Estas fajas habrían sido de alta movilidad y cambiaban rápidamente su ubicación espacial en la planicie aluvial (Adams y Bhattacharya, 2005; Friend, 1983). Adyacentes a las fajas de canales, se habrían

extendido planicies de inundación limo-arenosas e inmaduras, por lo que podrían haber resultado de fácil retrabajo y erosión para las fajas de canales móviles (Hassan, 2005). Este sistema habría sido alimentado por un área fuente ubicada hacia el sur-suroeste del área de estudio.

En los sectores proximales, el sistema entrelazado se habría integrado por fajas de canales de baja sinuosidad, alta energía y carga gravo-arenosa (Fig. 6.4.b). Los canales transportaban una alta carga de sedimento, por lo que llenaban rápidamente sus cauces y avulsionaban a sectores adyacentes dentro de la planicie. Debido a alta movilidad y erosión de los canales dentro de la faja, el potencial de preservación de las planicies habría resultado bajo (Steel y Thompson, 1983). En el interior de las fajas se acumulaban barras simples y compuestas (Allen, 1983) o *braid bars* (Bridge, 2003), con fuertes componentes de acreción frontal, que se distribuían en los sectores medios de la faja de canal. Eventualmente, los cauces abandonados durante la avulsión de la faja se secaban y las barras arenosas habrían sido retrabajadas por vientos provenientes del noreste-este.

Por otra parte, en los sectores distales el sistema fluvial habría incluido fajas entrelazadas conformadas por canales de moderada a alta sinuosidad y de carga arenosa a mixta (Fig. 6.4.c). Hacia el noreste y norte del área de estudio, los canales principales perdían su carga gravosa, y reducían gradualmente su ancho y grado de interconexión dentro de la faja. En este sentido, las fajas entrelazadas habrían adquirido un diseño meandroso, en forma conjunta con un incremento en el potencial de preservación y extensión de las planicies de inundación. Los canales se movilizaban sobre la planicie aluvial por mecanismos de migración lateral y avulsión, bajo condiciones de agradación moderadas a altas (Bristow y Best, 1993). Las planicies eran construídas a partir de los desbordamientos de los canales principales e inundaciones en los sectores topográficamente más bajos de la planicie aluvial. En este contexto, durante episodios de crecidas se desarrollaban lóbulos de explayamiento y canales secundarios o de descarga (Fig. 6.4.c). Estas planicies habrían sido afectadas por fluctuaciones en la posición del nivel freático y habrían estado colonizadas por una vegetación representada por coníferas y helechos (*Tempskya dernbachii* y *Equisetites* sp.) (Martínez y Olivo, 2015). En este contexto, las planicies adquirirían estabilidad y resistencia a la erosión de los cauces (Røe y Hermansen, 1993). El aumento de potencial de preservación y madurez de las planicies de inundación podría haber sido favorecido por abandono de canales durante la migración lateral de la faja de canal activa, por agradación o por incisión localizada de la faja de canal, o algunos de sus cauces activos (Reinfelds y Nanson, 1993).

6.4. SISTEMA EÓLICO

6.4.1 Distribución espacial de las asociaciones de facies

El sistema eólico identificado en este trabajo se encuentra conformado exclusivamente por el apilamiento de depósitos pertenecientes a la asociación de dunas eólicas (DE) y mantos eólicos (ME). Este tipo de apilamiento sólo se haya en el subsuelo del área de estudio (Fig. 6.1). En forma adicional, dado que a su vez dentro de este intervalo eólico se registran paquetes con amplio dominio de sedimentitas de dunas eólicas y otros con alta proporción de la asociación de mantos eólicos, cada uno de ellos se caracterizan por separado ya que podrían representar diferentes condiciones de acumulación dentro de un erg.

La *sucesión eólica dominada por dunas* está representado por un intervalo de 5 a 22 m de espesor conformado únicamente por depósitos de dunas eólicas (DE) (Fig. 6.1, Fig. 6.5.a). Este intervalo está delimitado en la base por una superficie neta y subhorizontal, e internamente muestra un arreglo agradacional. Dentro de este intervalo los depósitos de dunas eólicas se componen de sets entrecruzados de 0,5 a 4 m de espesor, y un valor promedio de 2 m. Los sucesivos sets cambian su espesor en la vertical sin tendencia vertical alguna y en ocasiones muestran cambios en la dirección de inclinación de las láminas en hasta 100° (Anexo 2, perfil M-1026). En ocasiones, entre sucesivos sets entrecruzados, se reconocen delgados (menos de 5 cm) niveles de areniscas bimodales con laminación horizontal, delimitados por superficies netas (Fig. 6.5.a). Estos niveles de areniscas laminadas podrían representar depósitos de interdunas húmedas. Las paleocorrientes asociadas a los depósitos de dunas eólicas se orientan hacia el este, y muestran una dispersión comprendida entre el noroeste y sudeste.

La *sucesión eólica dominada por mantos* comprende intervalos de 15 a 32 m de espesor, integrado en su mayoría por depósitos de mantos eólicos (ME), donde intercalan en forma subordinada depósitos de dunas eólicas (DE). No obstante, en algunos de los pozos en los cuales se registra este intervalo la asociación de dunas eólicas puede estar ausente. Los depósitos de DE se encuentran representados por sets entrecruzados de hasta 2 m de espesor y delimitados por superficies netas (Fig. 6.1, 6.5.a). En ocasiones, estas superficies presentan rasgos de deflación local, por lo que fueron interpretadas como superficies de deriva de arena de pequeña escala. No obstante, en el interior de los mantos se reconocen niveles definidos por la concentración de granos de arena muy gruesa y sábulos. Las paleocorrientes provenientes de los depósitos de ME se orientan hacia el noreste, con una dispersión comprendida entre el norte y el sudeste, mientras que

SISTEMA EÓLICO

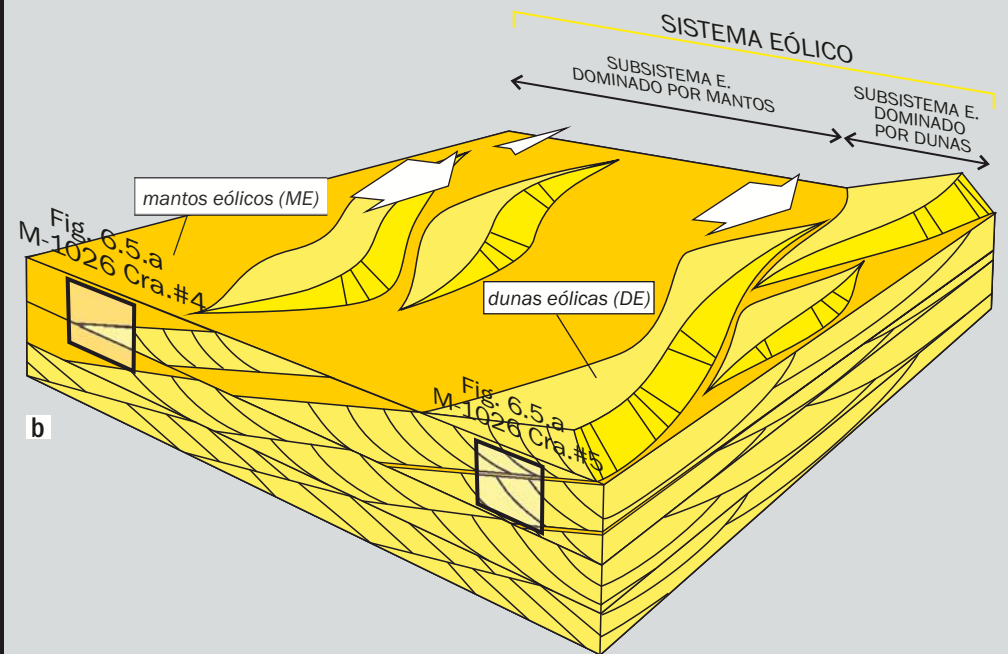
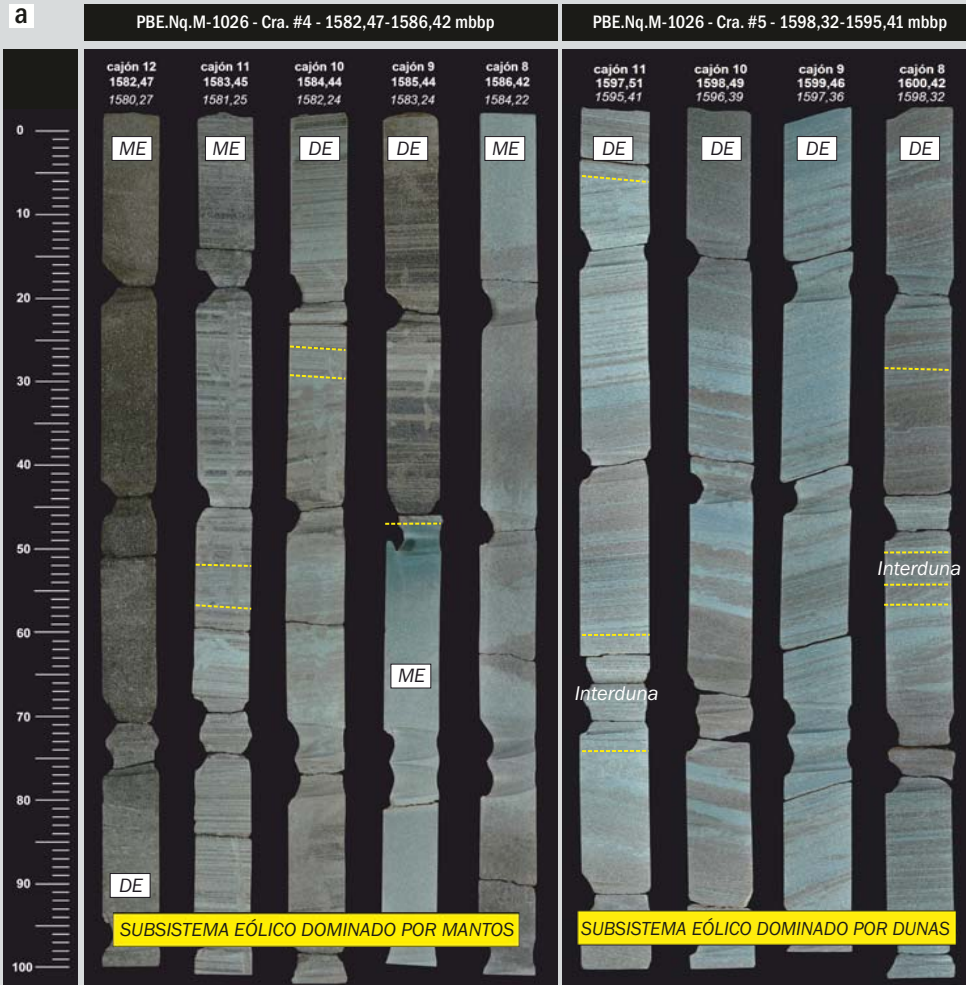


Figura 6.5. a) Diseño vertical de las asociaciones de facies integrantes del sistema eólico en el subsuelo. Se indican la base de sets entrecruzados delimitados por superficies netas (lineas amarillas) y asociaciones de facies de dunas eólicas (DE) y mantos eólicos (ME). b) Esquema de acumulación para el sistema eólico y sus sectores dominados por dunas y mantos eólicos.

las paleocorrientes vinculadas a los depósitos de DE distribuidos entre los depósitos de ME se orientan también hacia el noreste, con una dispersión variable entre el norte y el este.

6.4.2. Dinámica del sistema eólico

La íntima asociación vertical entre las sucesiones dominadas por dunas y mantos eólicos sin superficies de discontinuidad importantes que los limiten permite postular que ellas representan condiciones “extremas” de un mismo sistema de acumulación eólico (indicadas aquí como subsistemas), probablemente distribuidas desde el centro hasta el margen interno de un erg. Este sistema se habría desarrollado durante condiciones climáticas áridas a semiáridas, vinculadas a la acción dominante de vientos provenientes del oeste-sudoeste.

El centro del erg habría comprendido un campo de dunas eólicas simples, de alturas inferiores a los 10 m y de formas barjanoides a transversales (Fig. 6.5.b). Las dunas habrían estado separadas por interdunas cubiertas por óndulas eólicas, las cuales probablemente habrían recibido la influencia por parte de un nivel freático cercano a la superficie (¿interdunas húmedas?) (Mountney, 2006a). En este contexto, las dunas habrían migrado sobre superficies con bajo ángulo de inclinación (Kocurek, 1981). Dado los cambios sutiles registrados en la dirección de los paleovientos (desde el norte al sudeste), se infiere que dichos cambios podrían relacionarse con la construcción de trenes de dunas con patrones de migración ligeramente distintos. Dentro de estos trenes, las dunas se habrían distribuido en forma desordenada, lejos de haberse organizado espacialmente en forma regular (Rubin, 1987a; Paola y Borgman, 1991; Mountney, 2006b). Esta configuración habría representado las máximas condiciones de suministro o disponibilidad de arena, y/o capacidad de transporte eólico. Eventualmente, habrían tenido lugar episodios de deflación local a partir de la acción de vientos subsaturados (Kocurek, 1981) durante los cuales la arena era removida de los espacios de interduna y las dunas eran canibalizadas. En este contexto, las condiciones de disponibilidad de arena durante la construcción de este campo de dunas habrían sido limitadas (Loope y Simpson, 1992; Kocurek y Lancaster, 1999; Mountney, 2006b)

Los márgenes internos del erg se habrían distribuido en sectores adyacentes al centro del erg y habrían estado representados por mantos de arena de gran extensión (Fig. 6.5.b), vinculados a vientos provenientes del oeste-sudoeste. Allí una menor provisión o disponibilidad de arena, un nivel freático más cercano a la superficie de acumulación y eventos de crecidas periódicas o el desarrollo de una superficie de estabilización (Kocurek y Nielson, 1986) habrían limitado el desarrollo de dunas. Consecuentemente el viento se habría tornado subsaturado, lo cual promovía a la canibalización de la dunas y la

expansión de los mantos eólicos (Mountney, 2012). Ocasionalmente, los mantos habrían sido erosionados por canales efímeros o depósitos distales que provenían de los márgenes externos del erg y que eran generados durante eventos de crecidas mayores. Posteriormente, la arena de estos depósitos fluviales habría sido erosionada a partir vientos subsaturados durante episodios de deflación. Durante períodos de mayor humedad asociado a precipitaciones episódicas, en estos sectores marginales del sistema habrían proliferado organismos oportunistas representados por invertebrados adaptados a climas semiáridos.

6.5. SISTEMA FLUVIO-EÓLICO

6.5.1 Distribución espacial de las asociaciones de facies

El sistema de interacción fluvio-eólico se encuentra representado ampliamente en el subsuelo y en menor proporción en los afloramientos (Fig. 6.1). Este sistema se construye a partir de intervalos donde existe una recurrente alternancia de depósitos de asociaciones eólicas y fluviales (Fig. 6.1). Si bien en la mayoría de los casos se denota una participación similar de procesos y depósitos fluviales y eólicos (sucesiones fluvio-eólicas mixtas), existen determinados intervalos en donde se aprecia un dominio de procesos relacionados con avenidas fluviales (sucesiones fluvio-eólicas, fluvio-dominadas).

La sucesión *fluvio-eólica mixta* está representada en los afloramientos (Sierra de la Vaca Muerta y el Cerro Mesa) y en parte del subsuelo (por ejemplo sondeos RDM.a-7 y AP.a-12 en Fig. 6.1), a partir de un intervalo conformado por asociaciones de facies eólicas y fluviales, que intercalan en similar proporción y establecen verticalmente un arreglo granodecreciente. En el Cerro Mesa y sectores de subsuelo adyacentes este intervalo presenta entre 15 a 55 m de espesor, pero reduce notoriamente su potencia tanto hacia el norte (Sierra de la Vaca Muerta) como hacia el este (1,5-7 m). El intervalo comprende depósitos de dunas eólicas (DE) que intercalan con depósitos asignados a mantos eólicos (ME), canales efímeros (CE) y crecidas distales (DCD) (véase capítulo 5, Fig. 5.15; Fig. 6.1). Dentro de la sucesión, los depósitos de dunas eólicas (DE) se delimitan en la base por una superficie neta y subhorizontal y carecen de interdigitación en su base con otros depósitos. Dentro de este intervalo las bases de los depósitos de dunas fueron interpretadas como superficies de deriva de arena de pequeña escala. La asociación de dunas eólicas cubren en forma abrupta depósitos de mantos eólicos, canales efímeros o depósitos de crecidas distales (véase capítulo 5, Fig. 5.15). Dentro de este intervalo, las paleocorrientes asociadas a los canales efímeros se orientan hacia el noreste, mientras que las

paleocorrientes vinculadas a las dunas eólicas sugieren una dirección de transporte hacia el este.

El desarrollo de sucesiones conformadas por depósitos eólicos (asociaciones DE y ME) interestratificados con depósitos fluviales (asociaciones CE y DCD), sugiere la acumulación en un medio donde se registran participación similar de procesos eólicos y fluviales, es decir un subsistema fluvio-eólico con influencia mixta (Oxnevad, 1991; Newell, 2001; Tripaldi y Limarino, 2008). Las superficies netas que delimitan la base de los depósitos de dunas y la ausencia de interdigitación de éstos con los depósitos fluviales, sugieren que los procesos responsables de la generación de dunas y los procesos vinculados al desarrollo de las crecidas fluviales habrían estado separados en el tiempo o no habrían sido simultáneos, por lo que los espacios de interduna no habrían recibido la entrada de cursos efímeros y los depósitos distales cuando las dunas eran aún activas. Las características señaladas representarían la acumulación en sectores transicionales de dominio eólico y fluvial, lo cual comúnmente puede desarrollarse en los márgenes externos de ergs (Mountney y Jagger, 2004; Mountney, 2006a).

La sucesión *fluvio-eólica con dominio fluvial* se encuentra representada sólo en el subsuelo, a partir de un intervalo en el cual dominan depósitos fluviales con respecto a los eólicos. El intervalo presenta entre 20 a 35 m de espesor y se integra principalmente por rellenos de canales efímeros (CE), y en menor proporción por depósitos de crecidas distales (DCD) y depósitos de retrabajo eólico (Fig. 6.6.a). Dentro del intervalo, los rellenos de canales efímeros (CE) pasan en la vertical a depósitos de crecidas distales (DCD) o son truncados y cubiertos por depósitos de retrabajo eólico, representados por depósitos de areniscas bimodales con laminación horizontal, delimitados por superficies netas. Las paleocorrientes asociadas a los canales efímeros se orientan hacia el norte y el sudoeste.

Este intervalo conformado por un predominio de depósitos fluviales (rellenos de canales efímeros y depósitos de crecidas distales), pero con una activa participación de procesos eólicos, sugiere la acumulación en un subsistema fluvio-eólico con dominio fluvial. Este sistema habría respondido a un régimen de crecidas, vinculado a un clima estacional. En este contexto, los cursos efímeros eran promovidos y alimentados a partir de importantes descargas de agua generadas durante períodos de precipitaciones, que ocurrían en sectores adyacentes a laderas (North y Davidson, 2012). Por su parte la acción predominante del viento habría tenido lugar durante períodos de relativa aridez. En estas condiciones, la disponibilidad de arena era baja, probablemente debido a la influencia de un nivel freático cercano a la superficie, por lo cual el viento alcanzaba sólo a retrabajar la superficie de los depósitos fluviales.

SISTEMA FLUVIO-EÓLICO

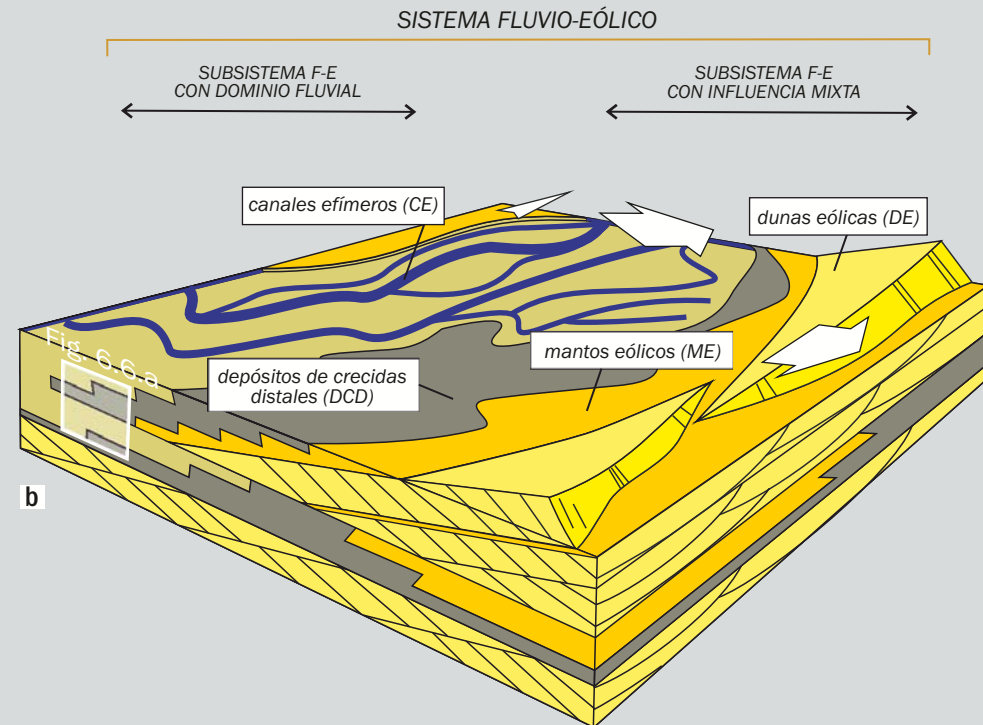
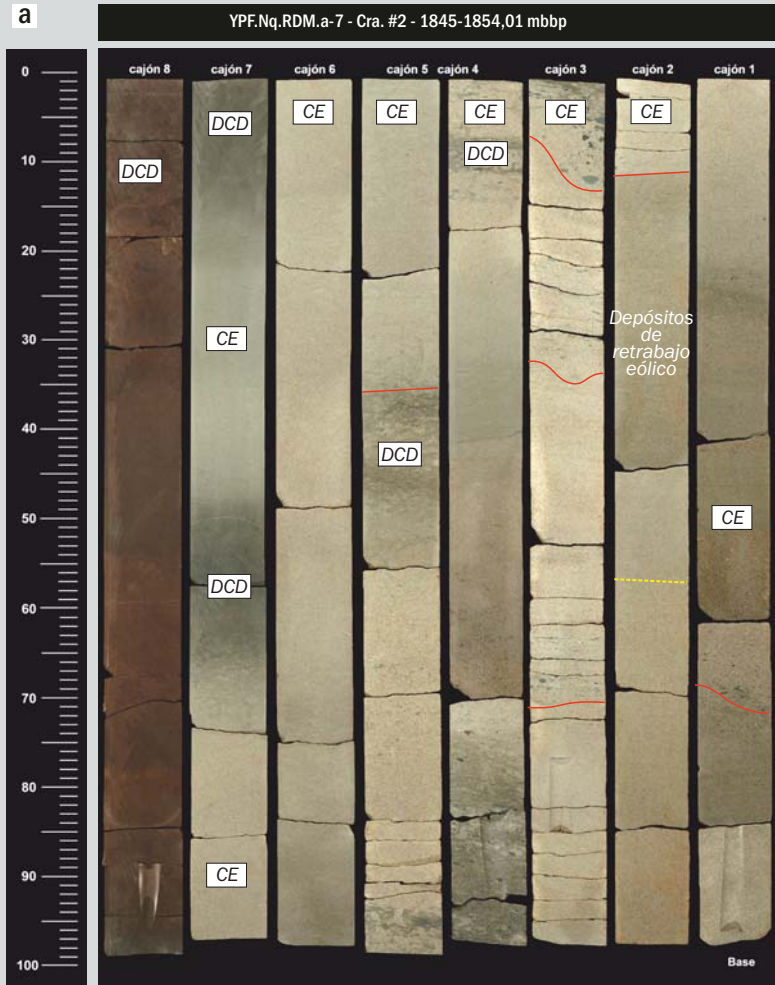


Figura 6.6. a) Diseño vertical de las asociaciones de facies integrantes del subsistema fluvio-eólico con dominio fluvial. Se indican la base de arreglos granodecrecientes delimitados por superficies erosivas (líneas rojas), depósitos de retrabajo eólico delimitados por superficies netas (líneas amarillas) y asociaciones de facies de canales efímeros (CE) y depósitos de crecidas distales (DCD), e intervalos caracterizados por retrabajo eólico. b) Esquema de acumulación para el sistema fluvio-eólico.

6.5.2. Dinámica del sistema fluvio-eólico

En los sistemas de interacción fluvio-eólica los procesos fluviales y eólicos funcionan de modo contemporáneo y se establece una dinámica entre erosión, acumulación y retrabajo del material sedimentario por parte de ambos procesos (Langford, 1989; Langford y Chan, 1989). En este contexto, el carácter de la dinámica (eólica vs. fluvial) del sistema y la preservación de los depósitos están controlados por factores como la capacidad de transporte eólico (Q_e) y la capacidad de transporte fluvial (Q_f) (Sweet, 1999), entre otros. Por su parte, estos factores responden de modo directo a parámetros climáticos (e.j., régimen de precipitaciones, velocidad del viento) asociados al ambiente en el cual operan.

La periodicidad de la precipitaciones vinculado a un clima semiárido habría influenciado en gran parte, en la dinámica del sistema fluvio-eólico. Una mayor frecuencia de las precipitaciones habría promovido un aumento en el régimen de descargas, asociado a un aumento en la capacidad de transporte fluvial (Q_f), y retrabajo, erosión y hasta posible eliminación del registro eólico. Por el contrario, una disminución en la frecuencia de las precipitaciones, habría favorecido condiciones de mayor aridez o cambios en la configuración de la red de drenaje previa (debido a una menor descarga), y un consecuente aumento en la capacidad de transporte eólico (Q_e).

Durante períodos de precipitaciones, la capacidad de transporte fluvial habría sido mayor respecto a la capacidad de transporte eólico ($Q_f > Q_e$). En este contexto, el régimen de descarga habría sido alto y se desarrollaban corrientes repentinas y de alta energía que perdían rápidamente su capacidad de transporte y velocidad. Estas corrientes generaban canales efímeros (Fig. 6.6.b) poco profundos y de márgenes inestables. Los canales efímeros se habrían vinculado a descargas provenientes del sur y sureste, y en menor medida del noreste. Los cursos efímeros habrían erosionado depósitos eólicos y fluviales previos e incorporado significativas cantidades de arena y grava a su carga de lecho. En este contexto, las corrientes se saturaban rápidamente, perdiendo potencial erosivo. Esta alta disponibilidad de arena probablemente habría favorecido el desarrollo de flujos hiperconcentrados (Svendsen *et al.*, 2003; Tripaldi y Limarino, 2008; Rodríguez-López *et al.*, 2010), mientras que, la buena porosidad y permeabilidad del sustrato habría promovido la infiltración del agua, por lo que las corrientes perdían capacidad de transporte y competencia. Los cursos efímeros se expandían y finalizaban en depósitos distales finos (Fig. 6.6.b), sobre los cuales proliferaban organismos detritívoros y filtradores que producían alteración post-deposicional de los sedimentos. A medida que la descarga cesaba, los canales efímeros y las crecidas distales alcanzaban su desecación por

evaporación e infiltración (Fig. 6.6.a), y así sus depósitos podían ser trabajados por el viento.

Por su parte, durante períodos de sequía o mayor aridez, la capacidad de transporte eólico habría sido mayor respecto a la capacidad de transporte fluvial ($Q_e > Q_f$). En este contexto, vientos subsaturados provenientes del sudoeste y oeste habrían erosionado depósitos previos y transportado la arena hacia el este. Durante condiciones de aporte o disponibilidad de arena significativa, habrían sido construidas dunas eólicas simples (Fig. 6.6.b) y de alturas inferiores al metro. No obstante, eventualmente las condiciones de suministro y disponibilidad de arena habrían sido limitadas en respuesta a un nivel freático cercano a la superficie de acumulación, favoreciendo la formación de mantos eólicos.

6.6. SISTEMA ESTUARINO

6.6.1 Distribución espacial de las asociaciones de facies

Este sistema de acumulación se encuentra representado en los afloramientos y el subsuelo, a partir de un intervalo de amplia distribución espacial y espesor promedio de 20 m (Fig. 6.1). Este intervalo aparece tanto en forma neta a través de una superficie erosiva, como en forma transicional, por encima de depósitos de un sistema fluvial distal (afloramientos) o cubriendo depósitos de un sistema fluvio-eólico con dominio fluvial (subsuelo). Esta relación vertical sugiere la inundación marina progresiva de valles fluviales, seguido a continuación de la expansión de un sistema estuarino.

El intervalo comprende una sucesión inferior con una arreglo granodecreciente, que inicia con depósitos de planicies subácuas (PS) y canales terminales (CT), que gradan en la vertical a depósitos de centro de estuario (DCE) (Fig. 6.1). Dentro de estas sucesiones, no están presentes depósitos asignados a barras de desembocadura (BD, BP) o canales distributarios (CD), y de esta manera resulta posible diferenciarlas de sucesiones de origen deltaico descritos en el apartado 6.2. Con frecuencia, los finos de las planicies subácuas (PS) muestran arreglos grano y estratocrecientes que son truncados en el tope por canales terminales (CT). Los canales terminales (CT) son cubiertos por paquetes arenosos con arreglos granocrecientes presentes en los depósitos de centro de estuario (DCE). Esta transición vertical sugiere la construcción de pequeños deltas de cabecera de estuario en el sector interno del sistema (Dalrymple *et al.*, 1992), asociado al posterior pasaje hacia el sector central del estuario (Plink-Björklund, 2008) (Fig. 6.1, Fig. 6.7.a). Las paleocorrientes de los canales terminales son principalmente unidireccionales y se orientan en sentido mar adentro (noreste), por lo que muestran una importante congruencia con las paleocorrientes asociadas al sistema fluvial que se encuentra estratigráficamente por debajo. No obstante,

SISTEMA ESTUARINO

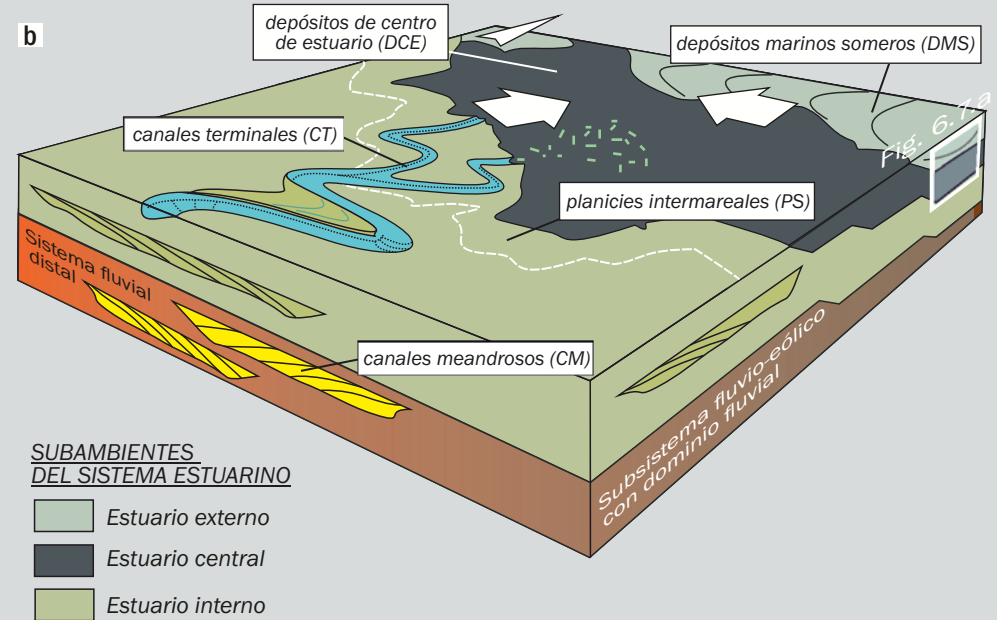
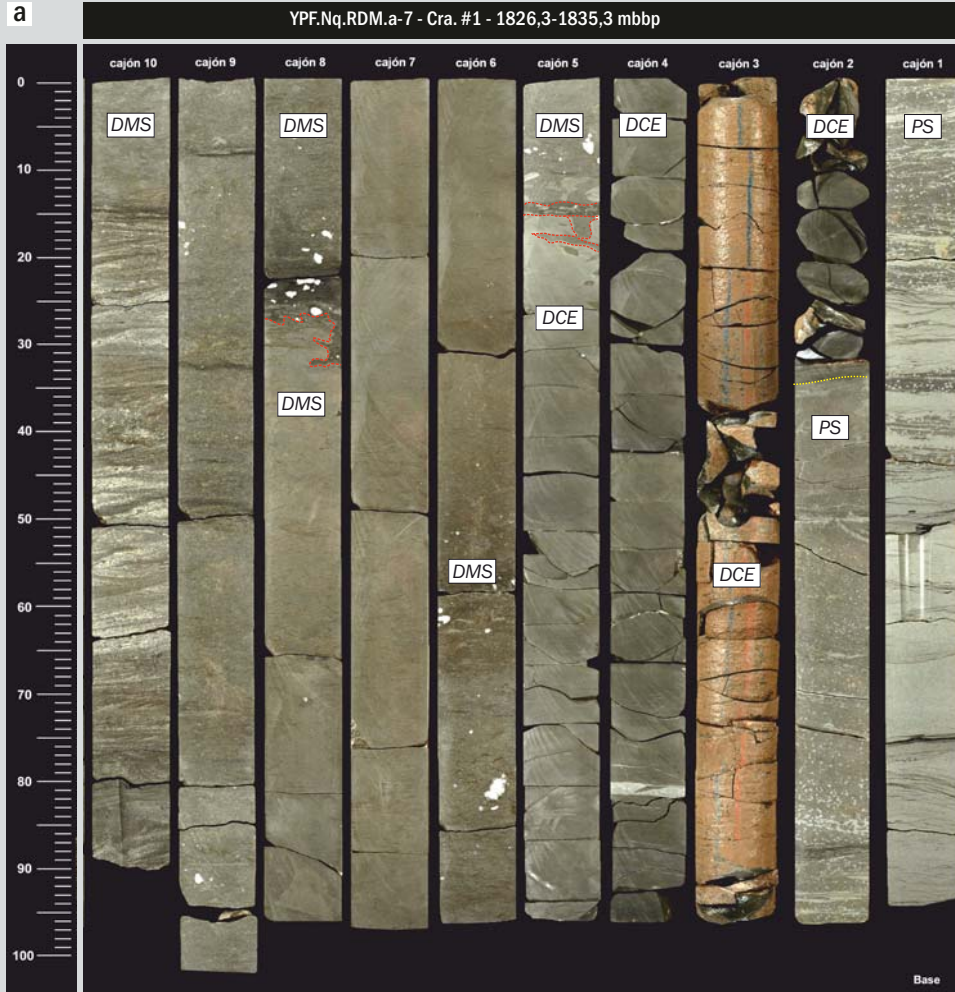


Figura 6.7. a) Distribución vertical de las asociaciones de facies integrantes del sistema estuarino en el subsuelo. Se indican superficies netas definidas por estructuras biogénicas en galerías correspondientes a una suite de *Glossifungites* en la base de depósitos marinos someros (líneas rojas). Nótese los distintos rellenos en el interior de las galerías. También se indican asociaciones de facies de planicies subácueas (PS), depósitos de centro de estuario (DCE) y depósitos marinos someros (DMS). b) Esquema de acumulación para el sistema estuarino y ubicación de vista representativa de la figura 6.6.a..

las paleocorrientes de los canales terminales localmente presentan una orientación bidireccional.

En la sección superior del sistema estuarino se registra un pasaje vertical desde los depósitos de centro de estuario (DCE) (lateralmente en dirección cuenca adentro) a depósitos marinos someros (DMS) (Fig. 6.1, Fig. 6.7.a), estos últimos correspondientes al sector externo del estuario. Estos depósitos marinos se delimitan por una base erosiva (Fig. 6.7.a), comúnmente representada por una suite de *Glossifungites*, y presentan paleocorrientes orientadas hacia el sudeste, y en menor proporción hacia el noroeste. Estas paleocorrientes resultan ligeramente transversales a las paleocorrientes observadas en los canales terminales del estuario interno.

La distribución espacial de los depósitos reconocidos muestra que desde los sectores internos y externos, hacia el sector central del estuario, las facies componentes muestran una disminución en la granulometría. Esta disminución en el tamaño de grano de los depósitos, sugiere una disminución en la energía en la dirección de transporte del sedimento. Esta tendencia muestra una convergencia hacia el sector central del sistema y la presencia de dos fuentes de sedimento. En este contexto, el sector interno del estuario era alimentado por una fuente fluvial ubicada hacia el S del área de estudio, mientras que el sector externo era construido mayormente a partir de sedimentos terrígenos y carbonáticos intracuencas provenientes de una fuente marina ubicada hacia el norte (Fig. 6.7.b).

6.6.2. Dinámica del sistema estuarino

La dinámica y la morfología de los sistemas estuarinos depende de la acción de las olas, las mareas y de la descarga fluvial, que controlan el ingreso de sedimento y la expresión morfológica del sistema (Anthony *et al.*, 2002). En función de la influencia relativa por parte de estos factores de control, los estuarios pueden clasificarse como estuarios dominados por olas o dominados por mareas (Dalrymple *et al.*, 1992), aunque algunos autores han presentado fuertes argumentos para considerar en esta clasificación a los estuarios fluvio-dominados (Cooper 1993, 1994). En el presente estudio, el reconocimiento de depósitos vinculados con distintos procesos de acumulación y el análisis de las relaciones espaciales y verticales que los depósitos estudiados establecen entre sí, permitieron caracterizar la arquitectura del sistema de acumulación. En este sentido, la distribución espacial de las asociaciones de facies sugiere una relación lateral entre depósitos vinculados principalmente con procesos fluviales y de olas, en menor medida con mareas.

El sistema estuarino habría sido construido a partir del aporte de sedimentos generado por sistemas fluviales y marinos, ubicadas respectivamente al sudoeste-sudeste y al norte del área de estudio. El interior del estuario (Fig. 6.7.b) habría sido alimentado por cursos fluviales, y en este sector el sedimento era derivado hacia el sector central del estuario. El sedimento era transportado a partir de canales terminales de carga mixta y de alta sinuosidad, caracterizados por barras de acreción lateral arenosas, y eventualmente heterolíticas. La acumulación de estos canales habría sido motorizada por las descargas fluviales. No obstante, durante períodos de cese en la descarga, las corrientes mareales podrían haber tenido cierta influencia en la sedimentación. Estos canales se habrían desarrollado sobre planicies subácueas de baja energía y de bajos gradientes. Estas planicies recibían una mayor influencia de las mareas, y en ellas proliferaban helechos y algas, como así también, ostrácodos, bivalvos y gasterópodos adaptados a aguas salobres. En este contexto, la acumulación y concentración de materia orgánica era significativa.

Las descargas fluviales habrían promovido el desarrollo de pequeños deltas en la cabecera del estuario, que progradaban hacia el interior de cuerpos de agua restringidos o de baja energía, ubicados en el sector central (Fig. 6.7.b). En el centro del estuario, los sedimentos se habrían distribuido de acuerdo al régimen de las descargas fluviales y el régimen de las olas (Anthony *et al.*, 2002). En este sector central convergían corrientes fluviales y marinas, y se acumulaban principalmente sedimentos finos y materia orgánica que eran transportados a partir de plumas suspensivas desde la cabecera del estuario.

En el sector externo del estuario, la acción de las olas habría promovido la acumulación de depósitos marinos someros (Fig. 6.7.b) (Dalrymple *et al.*, 1992; Anthony *et al.*, 2002), resultando en la construcción de un complejo de barras en una orientación aproximadamente paralela a la línea de costa (SE-NO). Estos depósitos habrían restringido la conexión y delimitado el sector central del estuario con respecto al medio marino abierto, y habrían atenuado la energía de las corrientes marinas que ingresaban al interior del estuario.

La presencia de una sucesión caracterizada por una distribución tripartita de facies, representada por depósitos de un estuario externo acumulados a partir de la acción de las olas (depósitos marinos someros), depósitos de centro de estuario, y finalmente depósitos de un estuario interno promovido principalmente por las descargas fluviales e influenciado por las mareas (canales terminales y planicies subácueas), sugiere la acumulación en un sistema estuarino dominado por olas (Roy *et al.*, 1980; Roy 1984, 1994; Nichol, 1991; Dalrymple *et al.*, 1992). En este tipo de estuarios, en el sector externo se acumulan depósitos marinos por acción de las olas, mientras que en el estuario interno, la acumulación de canales, planicies y pequeños deltas generados en la cabecera del

estuario, es promovida principalmente por la descarga fluvial. En este contexto, la ausencia de barras mareales elongadas y canales mareales terminales integrantes de los deltas ubicados en la cabecera del estuario del sector interno del mismo, permite apartar la hipótesis de que el sistema estudiado se trate de un sistema estuarino de energía mixta (Plink-Björklund, 2008). En ese tipo de estuario, la acumulación en el sector externo es controlada por el oleaje, mientras que la acumulación en el sector interno es dominada por las corrientes mareales (Allen y Posamentier, 1993; Plink-Björklund, 2008).

6.7. CONSIDERACIONES FINALES

A modo de conclusión, dentro del intervalo estudiado se reconocieron y caracterizaron 5 sistemas de acumulación. El primer sistema corresponde a un sistema deltaico fluvio-dominado, influenciado por olas, y en menor medida por mareas. La mayor influencia de las olas se registraba en el sector del frente deltaico más alejado de la zona de descarga fluvial. Por su parte, la influencia de la mareas sólo se registraba en la acumulación de planicies subácueas de la planicie deltaica distal en sectores de la línea de costa engolfados o protegidos del oleaje. Este sistema deltaico habría recibido un aporte regular de sedimentos desde el sudoeste y el sudeste, manteniendo una dirección de transporte y progradación norte-noreste.

El segundo sistema de los 5 identificados, fue interpretado como un sistema fluvial. El sistema habría desarrollado un cambio en el estilo de los canales, desde el sector proximal hacia el sector distal del sistema. En este contexto, el sector proximal comprendía canales entrelazados que gradaban hacia el sector distal a canales meandrosos, asociado a una expansión de las planicies de inundación. En general, estos componentes conformaban un sistema fluvial perenne, desarrollado durante condiciones generales semiáridas. En este contexto, durante períodos de cese en el régimen de precipitaciones la descarga fluvial habría disminuido significativamente, y en estas condiciones los depósitos fluviales eran muy esporádicamente re TRABAJADOS por el viento. El sistema fluvial era alimentado por una fuente de sedimentos proveniente del sudoeste-sur y habría mantenido una fuerte dirección de transporte hacia el noreste-norte.

El tercer sistema reconocido en este trabajo se encuentra representado por un sistema eólico desarrollado durante condiciones climáticas áridas a semiáridas. Este sistema habría comprendido un subsistema dominado por dunas y un subsistema dominado por mantos, desarrollados en el centro y margen interno de un erg, respectivamente. El primero, se integraba por dunas simples, barjanoides a transversales separadas por áreas de interduna influenciadas por un nivel freático cercano a la

superficie. Este subsistema habría representado la configuración dentro del erg en la cual, el suministro o la disponibilidad de arena y/o la capacidad de transporte del viento eran las mayores. Estas formas eran construidas a partir de vientos provenientes del oeste-sudoeste. Por su parte, el subsistema dominado por mantos se integraba en su dominio por mantos de arena y en menor parte, por dunas eólicas simples y aisladas. Este subsistema había representado la configuración de un margen interno del erg en la cual, el aporte o disponibilidad de arena y/o la capacidad de transporte eólico eran menores respecto al sector central, probablemente en respuesta a una mayor influencia del nivel freático. En este contexto, los episodios locales de deflación habrían ocurrido en forma periódica en el centro y margen interno del erg.

El cuarto de los cinco sistemas reconocidos comprende un sistema de interacción fluvio-eólica desarrollado bajo condiciones climáticas semiáridas. Este sistema fluvio-eólico podía presentar una influencia mixta de los procesos eólicos y fluviales, o estar sujeto a un dominio fluvial. El subsistema fluvio-eólico mixto comprendía canales efímeros vinculados a depósitos de crecidas distales, mantos y dunas eólicas. Por su parte, el subsistema fluvio-eólico con dominio fluvial, se integraba por canales efímeros que gradaban a depósitos distales y depósitos de retrabajo eólico. La periodicidad de las precipitaciones habría tenido una influencia importante en el control de la dinámica del sistema fluvio-eólico. En este contexto, los periodos de lluvias promovían la descarga de agua desde las laderas y se desarrollaban cursos efímeros que transportaban sedimentos principalmente desde sursureste y noreste, mientras que durante periodos de cese de lluvia y aridez, los cursos se secaban y los vientos provenientes del oeste-suroeste retrabajaban depósitos previos y construían pequeñas dunas eólicas transversales.

Finalmente, el quinto sistema reconocido aquí, fue interpretado como un sistema estuarino dominado por la acción de las olas. Este sistema habría incluido un estuario interno integrado por canales terminales y planicies subáreas influenciadas por mareas. Los canales del estuario interno habrían sido alimentados por sistemas fluviales provenientes del sudoeste y mantenían una dirección de transporte hacia el noreste. La acumulación del interior del estuario era motorizada por las descargas fluviales. No obstante, durante periodos de cese en la descarga la influencia de las mareas era mayor. En este contexto, los canales terminales integraban la cabecera del estuario donde descargaban plumas suspensivas y flujos diluidos hacia una cuenca restringida o centro de estuario. Por su parte, el sector externo del estuario se vinculaba al medio marino abierto y comprendía barras y depósitos marinos someros que eran construidos por la acción de las olas en direcciones aproximadamente paralelas a la línea de costa (SE-NO). Este sector

externo, delimitaba el estuario del medio marino y atenuaba la energía de las corrientes marinas que ingresaban al estuario.

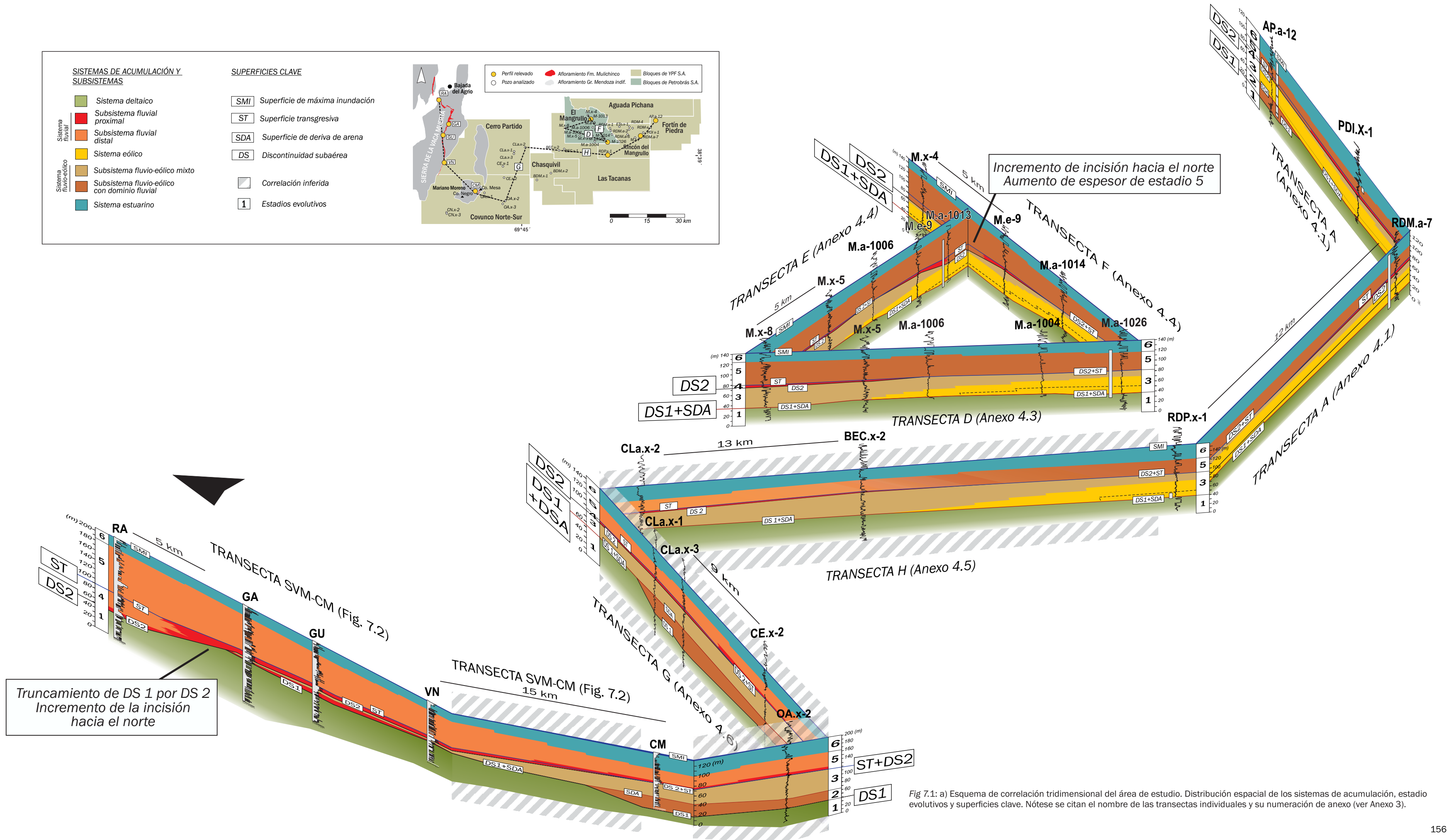
EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

7.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta el análisis de la distribución en espacio y tiempo de los sistemas de acumulación definidos dentro de la sucesión estudiada en este trabajo (capítulo 6). Para este análisis, en primer lugar se identificaron cambios en el diseño de apilamiento vertical de los sistemas de acumulación. Estos cambios fueron registrados en los afloramientos y el subsuelo (testigos corona) (Fig. 7.1), y se analizaron sus respuestas específicas en los perfiles de pozo con la finalidad de extrapolar las variaciones identificadas a los pozos sin testigos corona (Anexo 4.1-4.6). De esta manera, se constató que los cambios verticales de los sistemas de acumulación fueran identificados de manera sistemática en gran parte del área de estudio. Con ello, se elaboraron esquemas de correlación tridimensional donde se muestran las variaciones en la distribución espacial de los diferentes sistemas de acumulación (Fig. 7.1).

Los cambios identificados y la naturaleza de los contactos entre los sistemas de acumulación permitió identificar y definir 5 superficies estratigráficas con significado secuencial: dos *discontinuidades subaéreas* (DS1 y DS2), una *superficie de deriva de arena de gran escala* (SDA), una *superficie transgresiva* (ST) y una *superficie de máxima inundación* (SMI) (Fig. 7.1). A través de estas superficies se registran cambios significativos y abruptos en la distribución espacial de los sistemas deposicionales, poseen continuidad en una escala regional y son posibles de correlacionar en toda el área de estudio. Posteriormente, los intervalos comprendidos entre dichas superficies fueron asignados a diferentes estadios de evolución.

Con lo dicho, este análisis permitió definir 6 estadios evolutivos que se vinculan aquí con diferentes condiciones de la relación entre la tasa de acomodación y la tasa de aporte de sedimentos (A/S). Estos estadios evolutivos pueden ser integrados en un esquema de evolución espacial y temporal y su descripción comprende la mayor parte de este capítulo. Finalmente, a partir del alcance de un esquema de evolución regional integrado se elaboró un modelo de evolución paleogeográfica para la sucesión estudiada.



7.2. ESTADIOS EVOLUTIVOS

7.2.1 Estadio 1

El estadio 1 representa los períodos finales de la evolución de un sistema deltaico (Fig. 6.3.b, 7.3.a). Esta etapa comprende el intervalo conformado por sucesiones somerizantes deltaicas, las cuales fueron identificadas en la Sierra de la Vaca Muerta y el subsuelo (Fig. 6.2, 7.2). En la base de las sucesiones somerizantes, depósitos de prodelta cubren depósitos de planicie deltaica previos. En este contexto, la base de las sucesiones somerizantes representa una superficie que denota una significativa retrogradación de los subambientes de acumulación, por lo que se la interpreta como una superficie transgresiva de mediana escala (Fig. 6.2).

Durante inicios del estadio, gran parte de la configuración del sistema deltaico comprendía una planicie deltaica integrada por canales distributarios que eran alimentados desde un área de aporte proveniente del sur (Fig. 7.3.b). Los principales sectores de desembocadura de estos canales se habrían localizado en los sectores septentrional y central de los afloramientos, y probablemente en sectores cercanos al bloque Rincón del Mangrullo. En el sector central del área de estudio se habrían acumulado barras de desembocadura que conformaban un frente deltaico. La influencia de los procesos de olas durante la construcción de este subambiente habría sido mayor en el sector central de los afloramientos. Como resultado, en los márgenes de los lóbulos se habrían generado deflexiones hacia el noroeste-norte. El sistema deltaico en su conjunto progradaba hacia el norte, donde se desarrollaba un subambiente de prodelta. En el este del área de estudio, las zonas de descarga probablemente se habrían localizado cercanamente al área del bloque Rincón del Mangrullo y habrían sido alimentadas por una fuente de sedimentos ubicada hacia el sur y sudeste de la misma (Fig. 7.3). Finalmente, hacia los finales del estadio 1, el sistema habría evolucionado como una amplia planicie deltaica conformada por canales distributarios alimentados desde el sudoeste y sudeste del área de estudio. Esta planicie habría conformado un gran lóbulo deltaico que aportaba sedimento hacia el norte, con la construcción de barras de desembocadura del frente deltaico. Durante la acumulación de las barras, los procesos fluviales habrían sido activos en el sector central de los afloramientos (perfiles GU-GA), mientras que la influencia de las olas habría estado subordinada y localizada en el sector septentrional de los mismos (perfil RA).

Considerando al estadio 1 en su conjunto, el sistema deltaico no habría modificado sustancialmente sus características. En este contexto, el sistema habría evolucionado

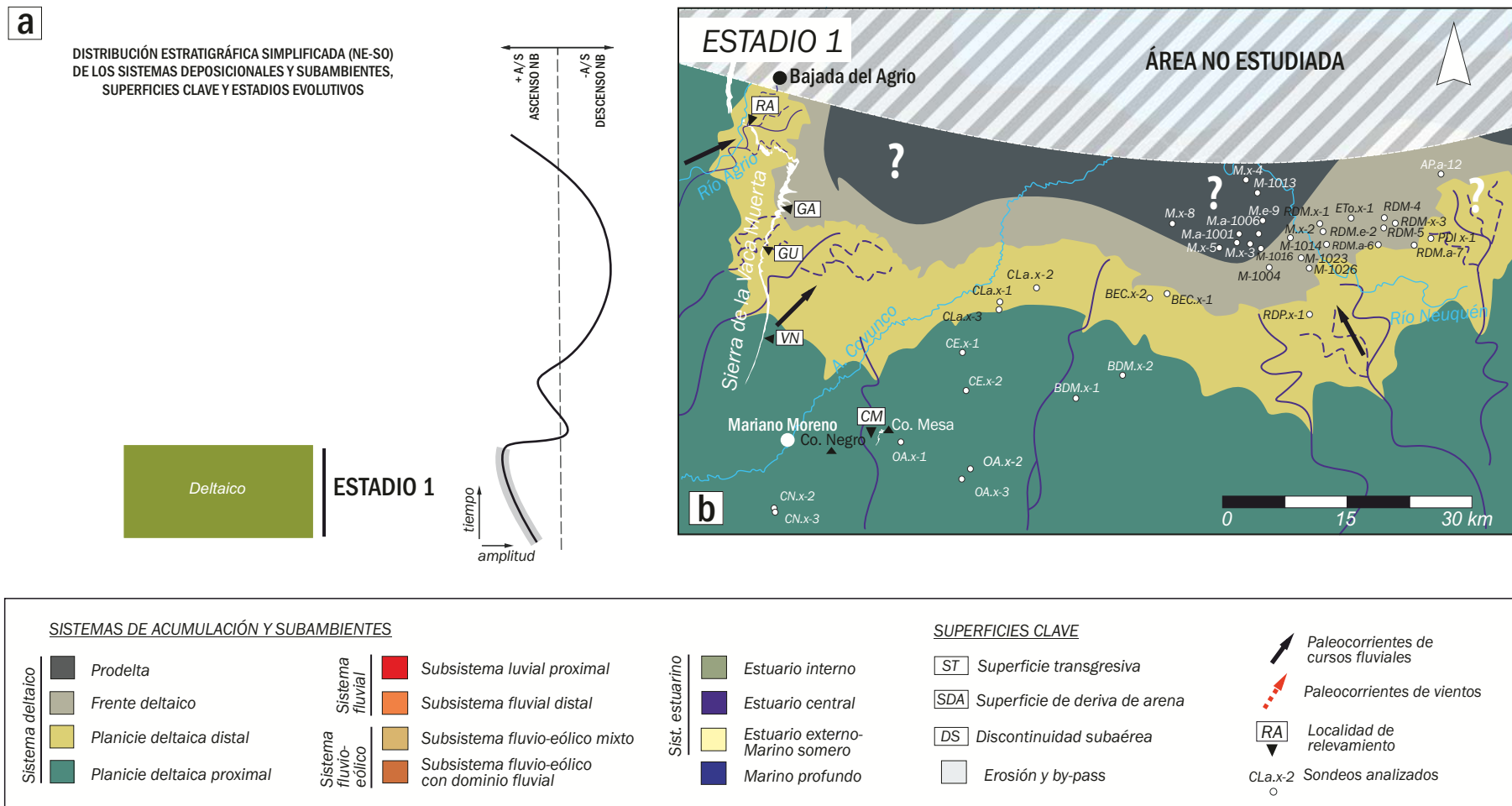


Figura 7.3. a) Esquema de la distribución vertical y espacial de los sistemas de acumulación, superficies clave, estadios y curva de nivel de base reconstruida. b) Reconstrucción paleogeográfica para el estadio 1.

como un delta fluvio-dominado con influencia de olas, cuyos sectores proximales se localizaban hacia el sudoeste y sudeste del área de estudio, mientras que los sectores distales se distribuían hacia el norte de la misma. Por otro lado, el diseño de apilamiento vertical de las sucesiones deltaicas muestra un incremento considerable en la proporción de los depósitos de la planicie deltaica proximal (43%) en detrimento de los depósitos distales (frente deltaico y prodelta), que disminuyen notoriamente su proporción (véase *apartado 6.2.2 del Capítulo 6*; Fig. 7.2). Por su parte, el patrón de las curvas analizadas en los perfiles eléctricos, muestra una tendencia general granocreciente (Anexo 4.1, 4.2, 4.3, 4.4) en una escala vertical similar a la establecida para las sucesiones deltaicas presentes en los afloramientos (20-45 m) (Fig. 7.2). En este sentido, el patrón de apilamiento vertical de las sucesiones se considera de una tendencia general progradacional (Fig. 6.2, Anexo 4.1). Esta tendencia reflejaría un incremento en la tasa de aporte de sedimentos con respecto a la tasa de acomodación, presente al menos durante las instancias final de la evolución del sistema deltaico (Fig. 7.3.a).

7.2.2 Estadio 2

El segundo estadio se desarrolla a partir del abrupto reemplazo de un sistema deltaico (estadio 1) por un sistema fluvial y uno fluvio-eólico (Fig. 7.1, 7.2, 7.5.a, Anexo 4.1-4.5) en toda el área de estudio. En este sentido, este estadio denota un marcado desplazamiento de las facies continentales en dirección cuenca adentro y un cambio significativo con respecto a la configuración paleogeográfica previa.

La base del estadio 2 está representada por una superficie erosiva de extensión regional, que delimita depresiones irregulares (Fig. 7.1; 7.4). Este estadio, comprende un intervalo de rocas que muestran una distribución espacial discontinua y restringida, el cual fue interpretado como el relleno de valles incididos. Debido a esto, las depresiones y el intervalo rocoso correspondientes al estadio 2 se encuentran poco representados en el registro. En aquellos lugares donde los depósitos del intervalo 2 están ausentes, se registra una superficie compleja subhorizontal a través de la cual se ponen en contacto depósitos correspondientes a los estadios 1 y 3 (Fig. 7.1; 7.5.a; Anexo 4.1, 4.3, 4.4 y 4.5).

El intervalo de roca que representa al estadio 2 se integra en parte, por depósitos fluviales proximales (Fig. 7.6.a) ubicados en forma local en el sector central de los afloramientos (perfiles GA, GU y VN). Estos depósitos presentan una relación C/PI (proporción de depósitos de relleno de canal vs. depósitos de planicie de inundación) alta a moderada, en la cual la proporción de depósitos de relleno de canal varía entre un 90% y un 65% (Fig. 7.2). Estos depósitos comprenden por lo tanto, fajas de canales

amalgamadas en un grado moderado (Fig. 7.6.a,b). Este registro sugiere la acumulación a partir de condiciones de una moderada tasa de acomodación con respecto a la tasa de aporte. El segundo estadio también se integra por depósitos fluvio-eólicos con dominio fluvial ubicados en el sector austral de los afloramientos (perfil CM) y los bloques Covunco Norte-Sur, Cerro Partido (pozos CE.x-2, Cla.x-3, Cla.x-1) y noroeste de Fortín de Piedra (perfil AP.a-12) (Fig. 7.1, 7.2; Anexo 4.1, 4.6). En particular, en el Cerro Mesa los depósitos fluvio-eólicos presentan relaciones C/PI bajas, con una proporción de depósitos de relleno de canal menor al 50% (Fig. 7.2), y un bajo grado de amalgamación de las fajas de canales. En este caso, la acumulación del subsistema fluvio-eólico en el Cerro Mesa habría tenido lugar durante de condiciones de una modera a alta tasa de acomodación con respecto a la tasa de aporte. No obstante, a pesar de dichas diferencias, los depósitos fluviales y fluvio-eólicos se distribuyen dentro del intervalo con un arreglo vertical agradacional.

Durante comienzos del estadio 2 (Fig. 7.4.a, b), los depósitos del sistema deltaico previo habrían comenzado a ser fuertemente erosionados por acción fluvial y las porciones más distales del mismo habrían quedado expuestas subaereamente. Esta acción fluvial habría dado lugar al labrado de valles incididos los cuales se habrían extendido longitudinalmente en sentido sur-norte (Sierra de la Vaca Muerta, Cerro Mesa y pozos OA.x-2, CE.x-2, CE.x-1, CLa.x-3 y Cla.x-1) y en sentido nornoroeste-sursureste (pozo AP.a-12) (Fig. 7.4.a), con el desarrollo de erosión retrocedente hacia el sur y sursureste. En el sector austral de los afloramientos (perfil CM) y los bloques Cerro Partido y Covunco Norte-Sur, los valles podrían haber alcanzado extensiones laterales de hasta 15 km y profundidades de hasta 45 m (Fig. 7.1, Anexo 4.6). Los valles habrían sido labrados por canales entrelazados que gradaban a cursos efímeros en los sectores distales, cuya dirección de transporte se habría mantenido orientada hacia el norte (Fig. 7.5.a, b). De esta manera, los valles incididos se habrían rellenado en los sectores proximales y distales por depósitos fluviales proximales y fluvio-eólicos con dominio fluvial, respectivamente. Entre las zonas de incisión de los valles fluviales se habrían desarrollado áreas de interfluvios que se extendieron en gran parte de la región. En los interfluvios dominaban condiciones de exposición subaérea y de no acumulación (Fig. 7.5.b). En estas circunstancias, habrían quedado expuestos los depósitos deltaicos previos asociados al estadio 1, y sobre ellos se habrían desarrollado condiciones de intemperismo y bioturbación.

La distribución espacial de los diferentes subsistemas y las variaciones reconocidas en la tasa de acomodación vs. la tasa de aporte estimada para la acumulación de cada uno de ellos, podrían deberse a la proximidad que presentaban los cauces con respecto al área de aporte durante su relleno, y al régimen pluvial gobernante durante la acumulación de los sistemas. En este sentido, los cauces cercanos al área fuente, habrían recibido una

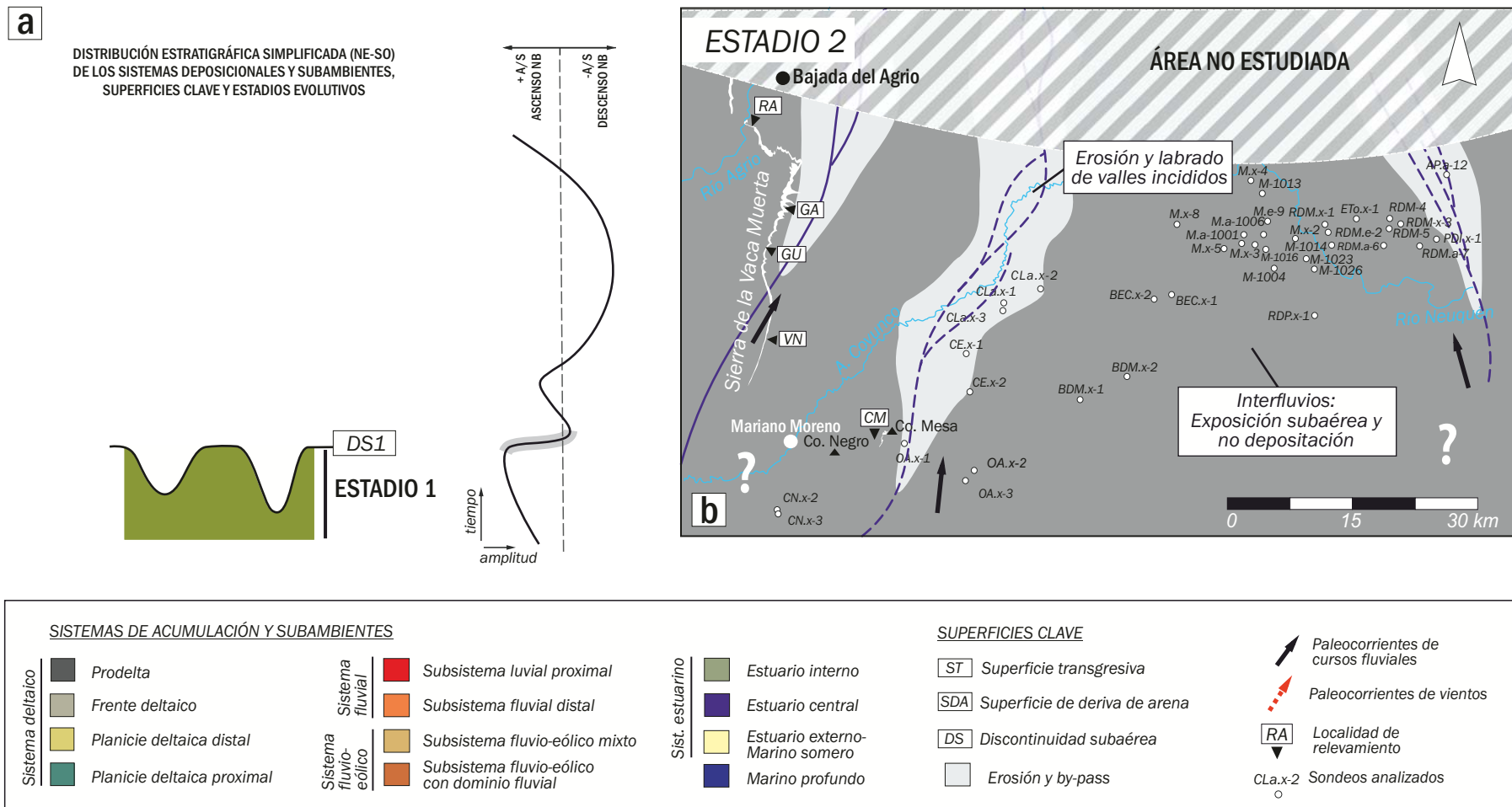


Figura 7.4. a) Esquema de la distribución vertical y espacial de los sistemas de acumulación, superficies clave, estadios y curva de nivel de base reconstituida. b) Reconstrucción paleogeográfica para el estadio 2.

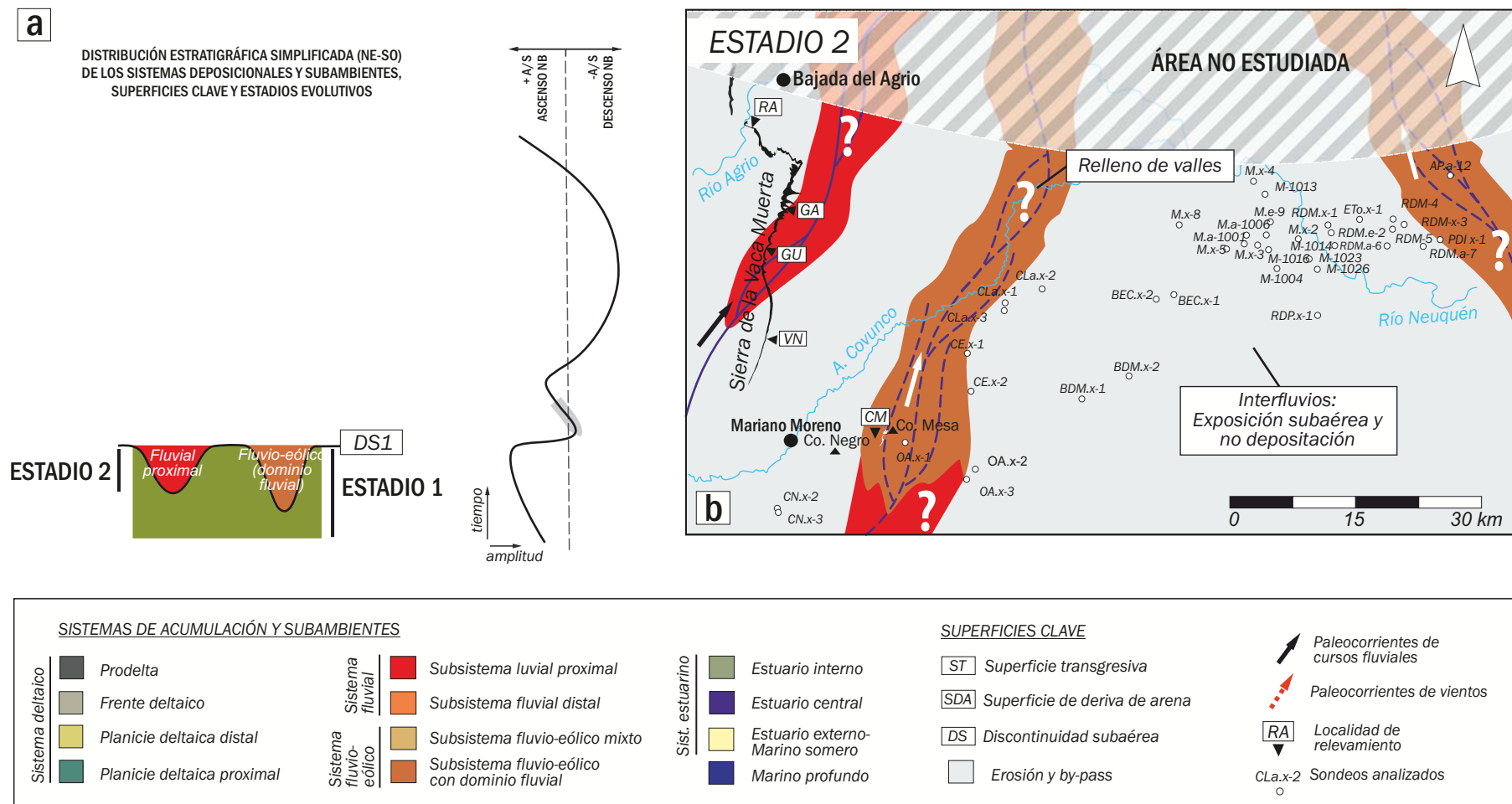


Figura 7.5. a) Esquema de la distribución vertical y espacial de los sistemas de acumulación, superficies clave, estadios y curva de nivel de base reconstruida. b) Reconstrucción paleogeográfica para el estadio 2.

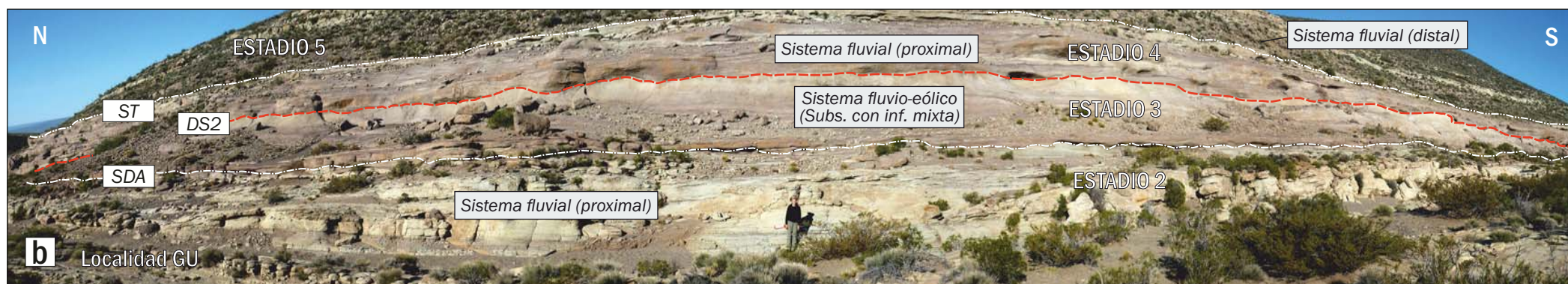
alta descarga y suministro de sedimentos, y los valles habrían sido rellenos por un subsistema fluvial proximal asociado a una moderada a baja tasa de acomodación. Por su parte, en los cauces más alejados de la zona de aporte, la descarga y la proporción de sedimentos que llegaba al interior del valle habrían sido bajas, y en estas condiciones se habrían rellenado por un subsistema fluvio-eólico con dominio fluvial vinculado a una moderada a alta tasa de acomodación.

La superficie basal del estadio 2 representa una superficie erosiva, regional, que se asocia a la exposición subárea de regiones que previamente representaban partes distales (prodeltaicas) de sistemas deltaicos. Por lo tanto se interpreta que esta superficie se labró durante la incisión de cursos fluviales como producto de un descenso en el nivel de base (Fig. 7.4.a). La depresiones irregulares representarían valles incididos, mientras que las superficies subhorizontales que ponen en contacto depósitos de los estadios 1 y 3 fueron interpretadas como las zonas de interfluvios adyacentes a los dichos valles. Esta superficie separa depósitos no vinculados genéticamente (depósitos deltaicos por abajo y depósitos fluviales proximales por arriba) (Fig. 7.5.a, 7.6.a) y denota un evento de continentalización representado por un significativo desplazamiento de las facies continentales hacia el interior de la cuenca. En este marco, la superficie basal del estadio 2 representa un importante superficie estratigráfica y ha sido interpretada como una discontinuidad subaérea (DS1) o una superficie regresiva con exposición subaérea (Sloss *et al.*, 1949; Posamentier y Allen, 1999; Catuneanu, 2006) (Fig. 7.1).

7.2.3 Estadio 3

El estadio 3 refleja el inicio y la expansión de un sistema eólico, vinculado espacialmente a un sistema fluvio-eólico. La yuxtaposición abrupta de depósitos eólicos y fluvio-eólicos mixtos por encima de depósitos fluviales y fluvio-eólicos con dominio fluvial previos, representa un nuevo contexto de evolución y configuración paleogeográfica, caracterizado por un cambio significativo de los sistemas de acumulación dentro de un ámbito netamente continental y durante condiciones de semiaridez.

La base del estadio 3 está representada por una superficie neta, subhorizontal y de extensión regional dentro del área de estudio (Fig. 7.1). Esta superficie cubre los depósitos fluviales y fluvio-eólicos del estadio 2 (sector central y austral de los afloramientos y bloques Cerro Partido, Covunco Norte-Sur y Fortín de Piedra) (Fig. 7.2, 7.6.a, b; Anexo 4.1, 4.2 y 4.5), o directamente los depósitos deltaicos del estadio 1 (bloques Chasquivil, Las Tacanas, El Mangrullo, Rincón del Mangrullo) (Fig. 7.1). Localmente, en la base del intervalo asociado al estadio 3 se reconocen sábulos y gravas concentrados en niveles



SUPERFICIES CLAVE

DS Discontinuidad subaérea

SDA Superficie de deriva de arena

ST Superficie transgresiva

Figura 7.6. a) Expresión de las superficies DS1, DS2 y ST y sistemas de acumulación correspondientes a los estadios 1, 2, 3, 4 y 5, reconocidos en la localidad Puesto Gualmes. En esta localidad, los depósitos fluviales proximales del estadio 2 truncan depósitos deltaicos (reellenos de canales distributarios) asignados al estadio 1. b) Expresión de las superficies SDA, DS2 y ST y sistemas de acumulación correspondientes a los estadios 2, 3, 4 y 5, reconocidos en la localidad Puesto Gualmes.

particulares (perfil PG), que sugieren la ocurrencia de procesos de deflación ocurridos durante el inicio del estadio. Las relaciones estratigráficas observadas entre los intervalos, la evidencia de procesos de deflación y la ausencia de interdigitación entre los depósitos basales del estadio 3 con los depósitos previos, sugiere el desarrollo del estadio 3 a partir de un evento erosivo y temporalmente desconectado con respecto a las condiciones de acumulación previas.

El estadio 3 comprende un intervalo conformado por depósitos eólicos y depósitos fluvio-eólicos mixtos (Fig. 7.7.a). Dentro de este intervalo, los depósitos eólicos son reemplazados progresivamente en sentido vertical y lateral por los depósitos fluvio-eólicos. Esta transición se encuentra representada en el sector oriental del área de estudio (bloques Fortín de Piedra, Rincón del Mangrullo y este del Mangrullo) (Fig. 7.1, Anexo 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 y 4.6). En esta región del subsuelo, el sistema eólico comprende un intervalo integrado por una sucesión dominada por dunas eólicas de 5 a 15 m de potencia, la cual pasa vertical y lateralmente a una sucesión dominada por mantos eólicos, de 15 a 32 m de espesor. Finalmente, estos depósitos eólicos son cubiertos por un intervalo de 15 a 50 m de espesor conformado por depósitos fluvio-eólicos mixtos (Fig. 7.1). Este último intervalo se encuentra representado en los sectores central y austral del área de afloramientos (Fig. 7.6) y en el sur del bloque Covunco Norte-Sur (Anexo 4.5), y muestra una progresiva reducción de su espesor en el sector septentrional de los afloramientos (Fig. 7.2, *nótese la ausencia del intervalo asociado al estadio 3 en el perfil RA*) y en el noreste del bloque El Mangrullo (pozos M.e-9, M.a-1013 y M.x-4) (Fig. 7.1, Anexo 4.4). La base de este intervalo dominado por depósitos fluvio-eólicos está representada por la aparición de depósitos de crecidas distales o rellenos de canales efímeros que cubren depósitos de mantos eólicos. La transición vertical desde el sistema eólico (centro y margen interno del erg) hacia el sistema fluvio-eólico (sistema periférico o margen externo del erg) sugiere una tendencia vertical de humidificación. Esta tendencia representaría la influencia progresiva del nivel freático sobre la superficie de acumulación, en respuesta a la llegada frecuente de cursos efímeros desde sectores periféricos (suroeste del área de estudio) hacia el interior del erg (este y norte del área de estudio) (Fig. 7.1). En este escenario, el interior del erg se habría ido contrayendo gradualmente hasta ser reemplazado por el sistema fluvio-eólico mixto.

El inicio de la evolución del estadio 3 (Fig. 7.7.b) habría tenido lugar a partir de un importante periodo de deflación y *bypass*, que se extendió sobre los valles e interfluvios generados en el estadio 2 (Fig. 7.1). A continuación, vientos provenientes del oeste habrían incrementado gradualmente su saturación en arena en respuesta a una mayor provisión y disponibilidad de sedimentos, resultando en la incipiente construcción de un campo de dunas ubicado en el este del área de estudio. En este período inicial, el sistema eólico se

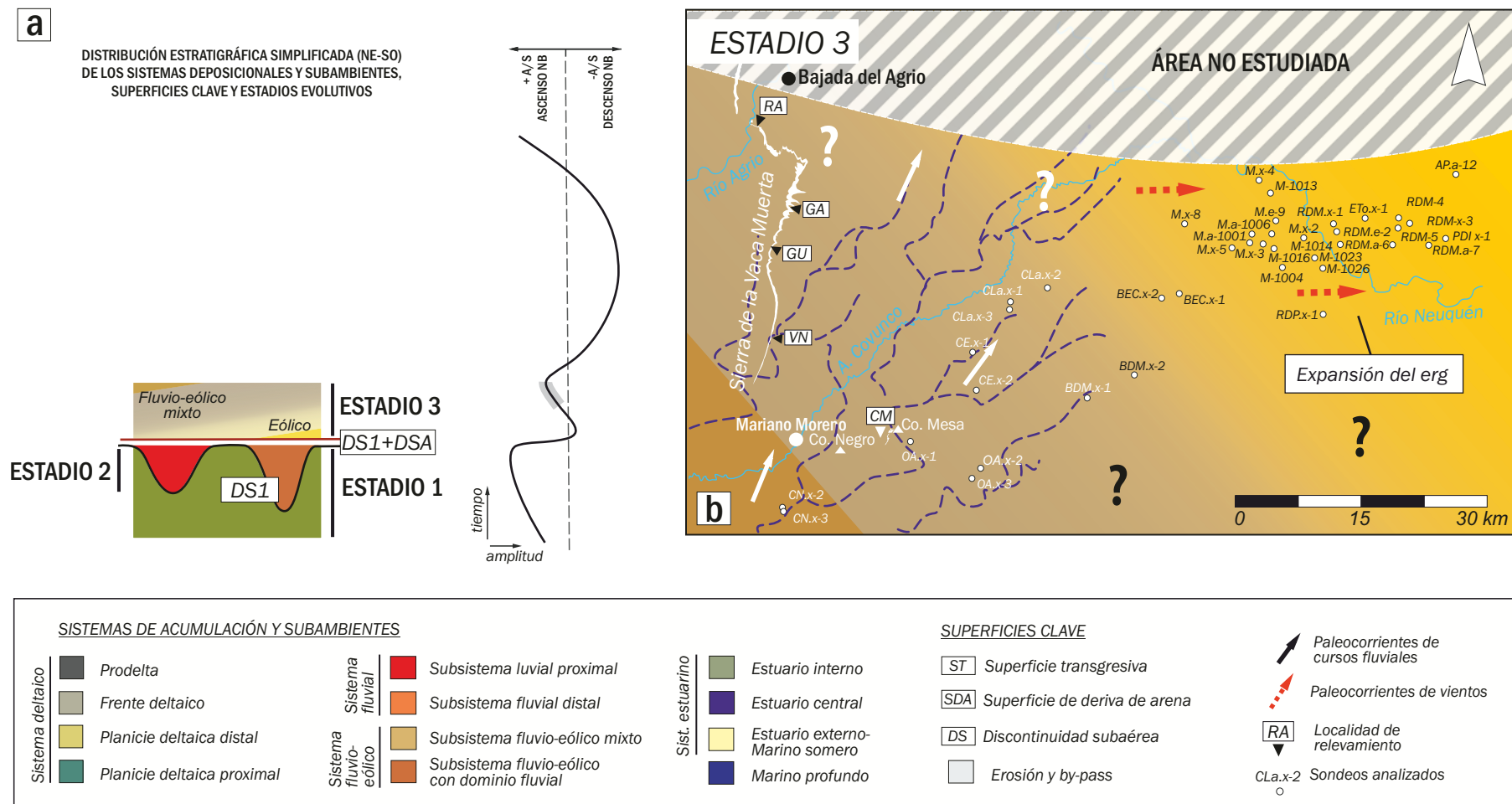


Figura 7.7. a) Esquema de la distribución vertical y espacial de los sistemas de acumulación, superficies clave, estadios y curva de nivel de base reconstruida. b) Reconstrucción paleogeográfica para el estadio 3 (inicial).

habría expandido en el área de los bloques Rincón de Mangrullo, este del Mangrullo, norte de Fortín de Piedra y sur de Aguada Pichana, mientras que el sistema fluvio-eólico se habría distribuido en forma periférica al sistema eólico, en el oeste del área de estudio (bloques Las Tacanas, Cerro Partido, Covunco Norte-Sur y Chasquivil y Sierra de la Vaca Muerta y Cerro Mesa). Durante un período avanzado de la evolución del estadio 3, los cursos efímeros integrantes del sistema fluvio-eólico, habrían aumentado su capacidad de transporte en respuesta a un incremento en el gradiente o en el régimen de las descargas, y en este sentido su influencia creció desde la periferia del erg (oeste y suroeste del área de estudio) hacia el interior del mismo (este y noreste del área de estudio). La llegada frecuente de cursos efímeros hacia el interior del erg habría promovido una mayor influencia del nivel freático, como así también habría incrementado el suministro de material sedimentario areno-gravoso al sistema eólico. Debido al aumento progresivo de humedad en el material arenoso, el viento se habría mantenido eventualmente subsaturado en arena y con frecuencia ocurrían episodios de deflación local. Este escenario habría caracterizado la dinámica de evolución de los sistemas de acumulación durante los periodos finales del estadio 3, con la consecuente contracción del erg, desaparición del sistema eólico y su reemplazo por un sistema fluvio-eólico mixto.

La superficie basal del estadio 3, dado su extensión y baja pendiente, y su asociación con evidencias (locales) de deflación eólica, se la interpreta como el producto final de un evento de deflación regional y *bypass* en respuesta a la acción erosiva por parte de vientos subsaturados (Loope, 1985; Veiga y Spalletti, 2007). Esta superficie también ha sido reconocida por Zavala *et al.* (2005) en su estudio desarrollado en parte del intervalo analizado en este trabajo, quienes la interpretan como una superficie de deflación. En este trabajo de tesis, la superficie basal es interpretada como una superficie de deriva de arena de gran escala (SDA, en Fig. 7.1) (Clemmensen y Tirsgaard, 1990; Sweet, 1999; Newell, 2001; Bourquin *et al.*, 2009) y representa una superficie a través de la cual se registra un cambio significativo de condiciones de acumulación continentales.

7.2.4 Estadio 4

El cuarto estadio tiene lugar a partir de la instalación de un subsistema fluvial proximal en toda el área de estudio, el cual se desarrolla durante e inmediatamente después de una fase de extensa erosión fluvial sobre el estadio previo (estadio 3).

La base del cuarto estadio se delimita por una superficie erosiva y de bajo gradiente (Fig. 7.1). Esta superficie fue reconocida en un área de 3375 km² dentro de la zona de estudio, donde erosiona y trunca depósitos eólicos y fluvio-eólicos del estadio 3 (Fig. 7.6)

(perfiles GA, GU, VN y CM y subsuelo), y eventualmente también depósitos fluviales del estadio 2 y deltaicos del estadio 1 entre las localidades de GA y RA (Fig. 7.1, 7.2, 7.10). En el subsuelo la superficie basal trunca de manera uniforme los depósitos eólicos y fluvio-eólicos del estadio 3 cuando se la analiza en sentido este-oeste. No obstante, cuando se analiza dicha superficie en sentido sur-norte, se aprecia que la misma incrementa su nivel de erosión en ese sentido (sur del Bloque Cerro Partido y norte del Bloque El Mangrullo) (Fig. 7.1). De esta manera, el máximo registro preservado de los depósitos asociados al estadio 3 se localiza en el área de los bloques Covunco Norte-Sur y Rincón del Mangrullo, donde muestran espesores de 40 a 48 m (Fig. 7.1, Anexo 4.1, 4.5). Estos espesores disminuyen ligeramente hacia el norte de dichos bloques (bloques Las Tacanas, Cerro Partido y Aguada Pichana) (Fig. 7.1), donde alcanzan hasta 30 m de potencia. Por su parte, en los afloramientos del Cerro Mesa y la Sierra de la Vaca Muerta, la superficie basal del estadio 4 también muestra un mayor truncamiento de los depósitos subyacentes hacia el norte (Fig. 7.1, 7.2, Anexo 4.2, 4.3, 4.4). Así, de sur a norte la superficie basal del estadio 4 trunca progresivamente los depósitos fluvio-eólicos del estadio 3 (Fig. 7.6) (perfiles CM, VN, GU y GA) y luego también los depósitos del estadio 2 (perfiles GA y RA) (Fig. 7.2). Finalmente, en el extremo septentrional del área de estudio, el registro de los estadios 2 y 3 está ausente, y la superficie basal del estadio 4 continúa con el truncamiento de los depósitos deltaicos del estadio 1 (Fig. 7.1, 7.2, 7.10).

El estadio 4 comprende un intervalo que alcanza su mayor potencia en el sector central de los afloramientos (11-50 m) (Fig. 7.2), y se acuña progresivamente hacia el sector austral (Cerro Mesa) y oriental del área de estudio (subsuelo), reduciendo significativamente su espesor (Fig. 7.1). Con lo dicho, los depósitos vinculados a este intervalo en ocasiones no están presentes, y el estadio 4 puede encontrarse sólo representado por una superficie erosiva que pone en contacto los depósitos vinculados a los estadios 3 y 5 (Cerro Mesa, sur de los bloques Covunco Norte-Sur, Rincón del Mangrullo y El Mangrullo) (Fig. 7.1., 7.13.a, *nótese la ausencia de los depósitos fluviales del intervalo asociado al estadio 4*).

El intervalo correspondiente al estadio 4 se integra en su mayoría, por depósitos fluviales proximales distribuidos en los afloramientos (Fig. 7.6.a,b; 7.13.c) y el subsuelo, que gradan hacia el norte del área de estudio (perfil RA) a depósitos fluviales distales (Fig. 7.1, 7.2, 7.10.a). En los sectores austral y central de los afloramientos, los depósitos fluviales proximales comprenden la mayor proporción de conglomerados y el mayor calibre de gravas reconocidos dentro de la sucesión estudiada. Esta observación, sugiere que en dichos sectores del área de estudio el sistema fluvial habría presentado los mayores gradientes y se habría localizado probablemente en sectores cercanos con respecto al área

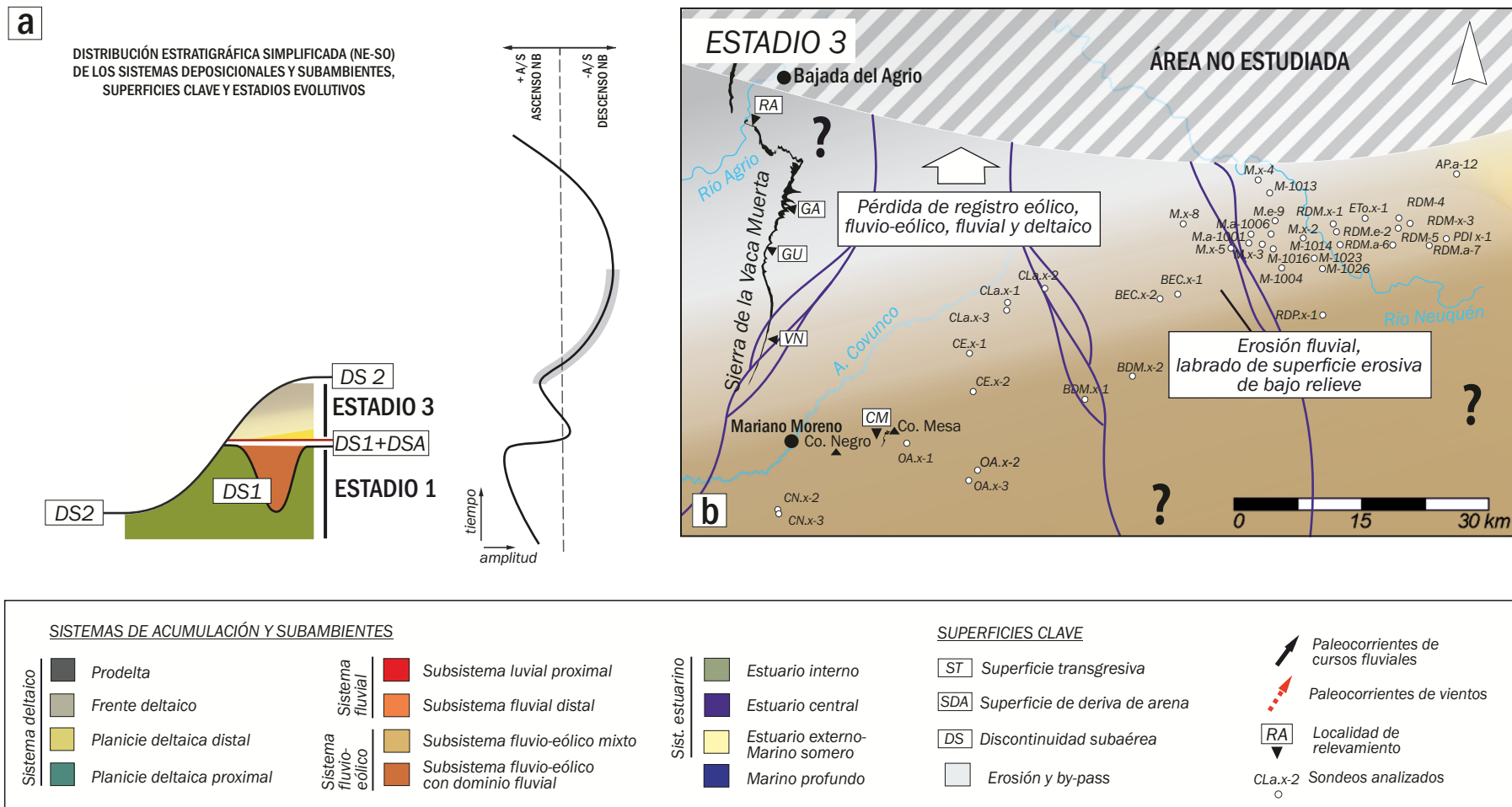
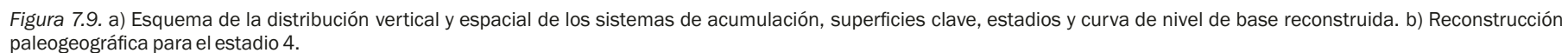


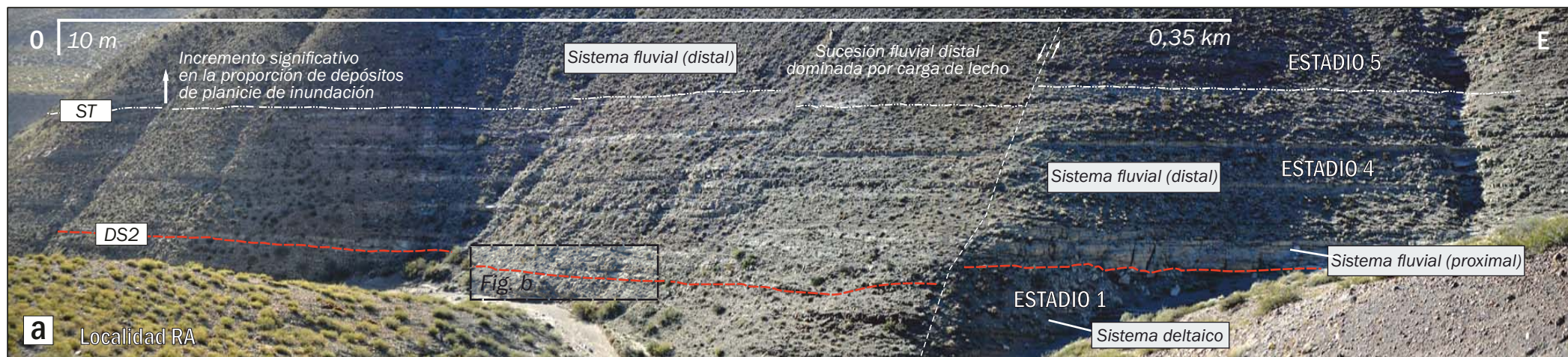
Figura 7.8. a) Esquema de la distribución vertical y espacial de los sistemas de acumulación, superficies clave, estadios y curva de nivel de base reconstruida. b) Reconstrucción paleogeográfica para el estadio 3 (avanzado).

de aporte (Quirk, 1996; Posamentier y Allen, 1999). En particular, en dichos sectores del área de afloramientos los depósitos fluviales proximales muestran una relación C/PI muy alta, en la cual la proporción de depósitos de relleno de canales varía entre un 87% y 100% (Fig. 7.2), y comprenden fajas de canales amalgamadas asociado a una baja preservación de las planicies de inundación (Fig. 7.6.a,b; 7.13.c). Este rasgo sugiere condiciones de una baja tasa de acomodación con respecto a la tasa de aporte de sedimentos durante la acumulación de los depósitos del subsistema fluvial proximal en el sector centro-sur de los afloramientos. Por su parte, en el norte de la Sierra de la Vaca Muerta los depósitos fluviales distales muestran una disminución en la cantidad y el calibre de las gravas, lo cual indica que hacia dicho sector el sistema fluvial habría disminuido su gradiente e incrementado su lejanía con respecto al área de aporte. En forma adicional, los depósitos fluviales distales presentan una relación C/PI moderada, y en este caso la proporción de depósitos de relleno de canal alcanza hasta el 58% (Fig. 7.2). Esta disminución en la proporción de los depósitos de relleno de canal se ve acompañado de una disminución en el grado de amalgamación de las fajas de canales (Fig. 7.10.a). Esta tendencia sugiere que en el sector septentrional del área de afloramientos el sistema fluvial se habría acumulado en condiciones de una moderada a alta tasa de acomodación con respecto a la tasa de aporte de sedimentos.

Durante comienzos del estadio 4, los cursos fluviales habrían erosionado por encima de depósitos asociados a estadios previos (Fig. 7.8.a) y su nivel de erosión habría aumentado hacia el norte del área de estudio (Fig. 7.1, *nótese la mayor erosión hacia el norte de la Sierra de la Vaca Muerta y el norte del Bloque El Mangrullo*, Fig. 7.8.b). Seguidamente, la acumulación por parte del sistema fluvial se habría extendido en gran parte del norte del área de estudio, mientras que hacia el sur continuaban los procesos de erosión y *bypass* (Fig. 7.9.b). No obstante, el reducido espesor que presenta el intervalo del estadio 4 en el subsuelo, sugiere que en este sector la acumulación del subsistema fluvial proximal habría sido limitada, y se habrían desarrollado en su mayoría procesos de erosión y *bypass*. El sistema fluvial habría transportado la mayor cantidad de material hacia el norte-noreste, vinculados con áreas de aporte que se localizaban hacia el oeste y sur del área de estudio.

La relación de truncamiento reconocida en la Sierra de la Vaca Muerta entre la base del estadio 4 y los depósitos previos (estadios 3, 2 y 1) (Fig. 7.1, 7.6, 7.9.a, 7.10.a,b), representa un periodo prolongado de degradación y eliminación de depósitos previos. Además, el sistema de acumulación que se instala durante el estadio 4 representa condiciones fluviales proximales, bien diferente de la sedimentación eólica y fluvial-eólica que se experimentaba durante el estadio 3. De esta manera, este cambio puede ser





SUPERFICIES CLAVE

DS Discontinuidad subaérea

SDA Superficie de deriva de arena

ST Superficie transgresiva

Figura 7.10. a) Expresión de las superficies DS2 y ST y sistemas de acumulación correspondientes a los estadios 1, 4 y 5, reconocidos la localidad Río Agrio. b) Detalle de la expresión de la superficie DS2. En esta localidad, los depósitos correspondientes a los estadios 2 y 3 están ausentes, por lo que los depósitos fluviales proximales del estadio 4 truncan depósitos deltaicos del estadio 1.

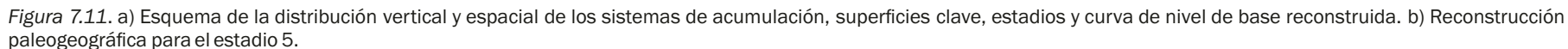
vinculado a un descenso relativo en el nivel de base de los sistemas fluviales (Quirk, 1996) (Fig. 7.8.a) y sugiere un nuevo evento de reconfiguración paleogeográfica significativa. A pesar de ello, en el estadio 4 no se registran importantes variaciones en el sentido de las paleocorrientes con respecto a los sistemas fluviales de estadios previos (estadio 2), por lo que la polaridad de los sistemas no habría cambiado significativamente. Dado las características mencionadas para la superficie basal del estadio 4, se la interpreta como una discontinuidad subaérea (DS2) (Fig. 7.1, 7.6.a,b; 7.10.a,b; 7.8.a).

7.2.5 Estadio 5

En este quinto estadio el sistema fluvial desarrolló su desplazamiento hacia el interior del continente (sur del área de estudio), asociado a la expansión de los subsistemas fluvial distal y fluvio-eólico con dominio fluvial.

La base del estadio 5 está representada por una superficie neta, definida a partir de un aumento en el espesor del registro vertical de los depósitos de planicies de inundación entre las fajas de canales (Marriott, 1999) (Fig. 7.2, 7.10.a, 7.13.c) y por un cambio en el estilo fluvial con respecto al estadio 4. Esta superficie basal es claramente identificada en los sectores central y septentrional del área de afloramientos y gran parte del subsuelo, donde pone en contacto depósitos fluviales proximales debajo (estadio 4), y depósitos fluviales distales y fluvio-eólicos con dominio fluvial, arriba (Fig. 7.1, 7.10.a, 7.11.a, 7.13.c). En el sector central de los afloramientos, la superficie yace entre medio de depósitos fluviales proximales (estadios 4 y 5) que cambian la proporción de grava, la relación C/PI (Fig. 7.2) y el grado de amalgamación de los canales. Por su parte, en el sector austral del área de afloramientos la superficie pone en contacto depósitos fluvio-eólicos mixtos por abajo (estadio 3) y depósitos fluviales proximales por arriba (estadio 5) (Fig. 7.1, 7.2, 7.13.a,b).

En la zona de los afloramientos, el estadio 5 comprende entonces un intervalo conformado por depósitos fluviales proximales y distales (Fig. 7.11.a, 13.c), mientras que hacia el este del área de estudio el intervalo se integra por depósitos fluvio-eólicos con dominio fluvial (Fig. 7.11.a). El intervalo asociado al estadio 5 muestra su mayor espesor en el norte del área de estudio, donde alcanza hasta 100 m de espesor (Fig. 7.1, 7.2, 7.10.a, Anexo 4.4). Este intervalo se acuña progresivamente hacia el sur del área de estudio (Cerro Mesa y bloques Covunco Norte-Sur, Cerro Partido, Las Tacanas, Rincón del Mangrullo y Fortín de Piedra), y en este sector mantiene espesores uniformes comprendidos entre 35 y 20 m (Fig. 7.1, 7.13.a, Anexo 4.1-4.3).



En el oeste del área de estudio (sector de afloramientos), el intervalo comprende depósitos fluviales proximales que gradan vertical y lateralmente a una sucesión conformada por depósitos fluviales distales dominados por carga de lecho. Estos depósitos gradan a su vez vertical y lateralmente a una sucesión superior representada por depósitos fluviales distales de carga mixta (véase *las características de ambas sucesiones en el apartado 6.3.1, capítulo 6*) (Fig. 7.2, 7.13.c), la cual hacia el norte del área de estudio se vincularía lateralmente con depósitos estuarinos (véase *localidad Río Salado en Schwarz, 2003; Schwarz y Howell, 2005*). El pasaje vertical y lateral desde depósitos fluviales proximales gravo-arenosos a depósitos fluviales distales de carga mixta define dentro del intervalo un marcado arreglo retrogradacional, representado por una marcada disminución en el calibre de los sedimentos en sentido vertical (Fig. 7.2, 7.13.c). Este arreglo sugiere una progresiva disminución en el gradiente del sistema fluvial durante la evolución del estadio (Schumm, 1993).

En forma concomitante con el cambio de depósitos, el intervalo muestra en la vertical una disminución creciente en la relación C/PI (Fig. 7.2), asociado a una disminución en el grado de amalgamación de los canales. En este contexto, los depósitos fluviales proximales de la base del intervalo muestran una relación C/PI alta, en la cual la proporción de depósitos de relleno de canal alcanza un 92% (Perfil VN, Fig. 7.2), asociado a un alto grado de amalgamación de las fajas de canales. Por su parte, los depósitos fluviales distales presentan una notoria disminución en la relación C/PI, con valores de proporción de depósitos de rellenos de canal que oscilan entre un 87% y 24%. Esta tendencia vertical sugiere un aumento progresivo en la tasa de acomodación con respecto a la tasa de aporte de sedimentos (Fig. 7.11.a).

Durante el inicio del estadio 5, el subsistema fluvial distal habría comenzado su acumulación en sectores aguas abajo de las zonas de aporte (sector septentrional de los afloramientos) y habrían desarrollado posteriormente su expansión aguas arriba en respuesta a un ascenso del nivel de base. En este contexto, el sistema fluvial habría aumentado progresivamente su tasa de agradación. Con posterioridad, durante un período avanzado de la evolución del estadio 5 el sistema fluvial habría disminuido su gradiente asociado a un ascenso en el nivel de base, y los canales habrían disminuido gradualmente su capacidad de transporte. En respuesta a esta disminución en el gradiente del sistema fluvial, la faja disminuía el número de sus canales, y los canales individuales reducían su ancho y adquirían mayor sinuosidad (Fig. 7.11.b). Los canales habrían mantenido la orientación de los cursos hacia el noreste. La cabecera del sistema fluvial se habría desplazado hacia el sudoeste del área de estudio, donde se habría mantenido activa la principal fuente de sedimentos.

El subsistema fluvial distal se habría expandido en forma contemporánea con un subsistema fluvio-eólico con dominio fluvial que se localizaba hacia el este del área de estudio (Fig. 7.11.b). Hacia esta zona, los canales del sistema fluvial habrían perdido confinamiento y disminuido su capacidad de transporte y carga de lecho, y de esta forma habrían adquirido gradualmente las características de cauces efímeros (Field, 2001) a medida que incrementaban su distancia con respecto a la zona de descarga. Los cauces alcanzaban su desecación por infiltración o evaporación, y sus depósitos eran re TRABAJADOS posteriormente por el viento. El subsistema fluvio-eólico con dominio fluvial se habría expandido en el área de los bloques Las Tacanas, El Mangrullo, Rincón del Mangrullo y Fortín de Piedra, y recibía sedimentos desde el sudoeste por parte del subsistema fluvial distal, como también, de probables área fuentes localizadas hacia el sureste del área de estudio (Fig. 7.11.b). En este contexto, los sectores distales del subsistema fluvio-eólico con dominio fluvial se localizaban hacia el noreste del área de estudio.

La base de estadio 5 corresponde una superficie neta generada a partir de la migración de las fajas de los subsistemas fluviales proximales y distales hacia el interior del continente. Esta superficie representa un cambio en el estilo fluvial, de manera que pone en contacto depósitos fluviales distales y fluvio-eólicos por encima de depósitos fluviales proximales. Este cambio en el diseño fluvial se encuentra asociado a una reducción en el tamaño de grano máximo en respuesta a una disminución en la competencia de los cursos fluviales, y una moderada a baja relación canales *versus* planicies de inundación. Con lo dicho, este cambio puede ser vinculado a un ascenso relativo del nivel de base (Quirk, 1996). En este caso, dado la relación lateral entre los depósitos fluviales distales de este estadio y depósitos estuarinos reconocida en sectores cuenca adentro (Río Salado) sugiere que el nivel de base sería el nivel del mar, y por lo tanto el inicio y la evolución del estadio 5 habría tenido lugar en respuesta a un ascenso relativo del nivel del mar. En este contexto, la superficie basal del estadio es interpretada como una superficie transgresiva (ST) (Posamentier y Allen, 1999; Catuneanu, 2006) (Fig. 7.10.a, 7.11.a, 7.13.c).

7.2.6 Estadio 6

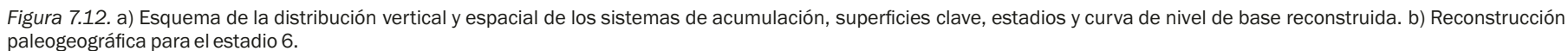
Durante el sexto estadio las fajas de facies continentales continuaron su desplazamiento hacia el interior del continente y la línea de costa, que en el estadio 5 se encontraba al norte del área de estudio (Río Salado), ahora se instala dentro de la misma y se traslada varios kilómetros hacia el sur. Dicho de otra manera, en este estadio se registra

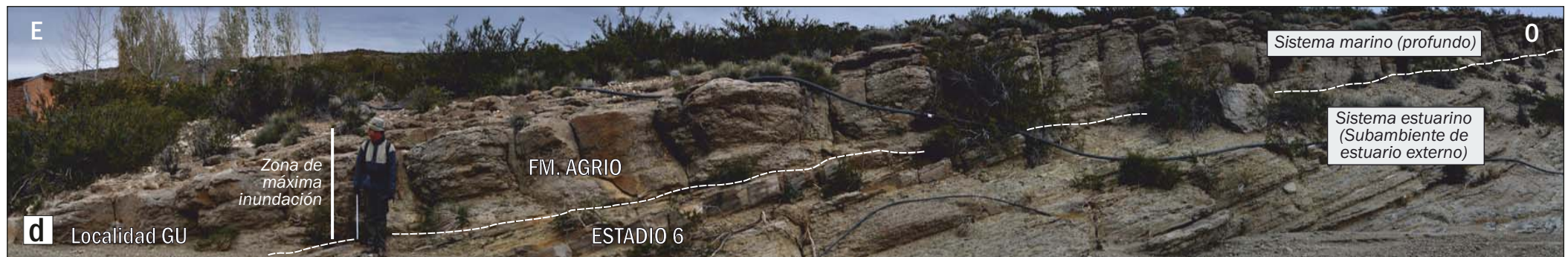
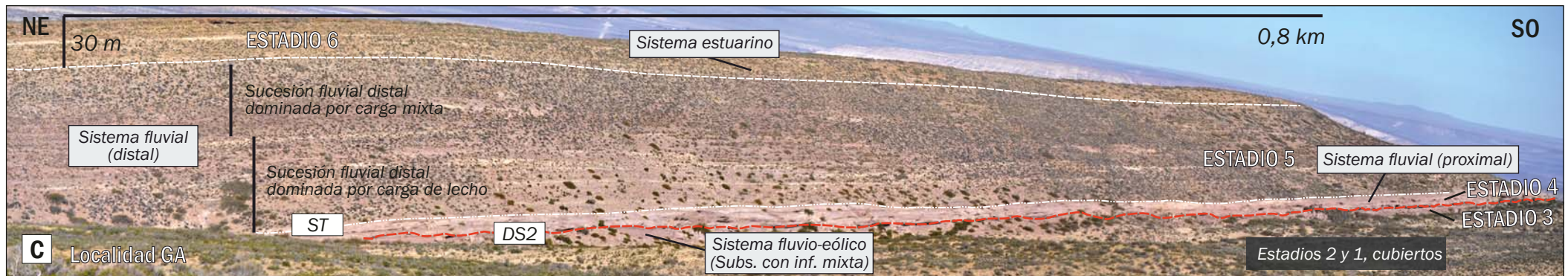
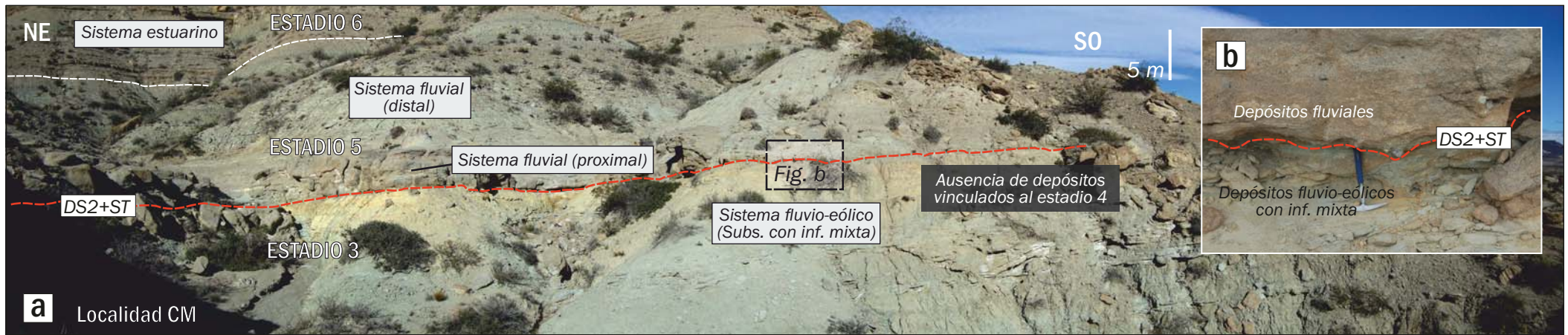
nuevamente influencia marina sobre la sedimentación dentro del área de estudio, la cual había desaparecido desde la instalación del estadio 2.

La base del estadio 6 está representada por una superficie que pone en contacto depósitos fluviales distales y depósitos fluvio-eólicos con dominio fluvial por debajo con depósitos de estuario interno por arriba (Fig. 7.12.a, 7.13.a,c). Por su parte, el tope del estadio 6 representa una superficie neta de extensión regional dentro del área de estudio, definida a partir del contacto entre depósitos de centro de estuario o de estuario externo, con depósitos marinos profundos (Fig. 7.2; 7.13.d). En la Sierra de la Vaca Muerta, el tope del intervalo 6 pasa a una sucesión de capas de floatstones masivos de hasta 2,3 m de espesor, interpretada como concentrados esqueletales de origen marino profundo, acumulados durante condiciones hidrodinámicas de muy baja energía (Fig. 7.13.d). En el subsuelo, el tope del estadio 6 ha sido identificado como una superficie neta representada por un cambio entre lecturas muy bajas y altas en los perfiles rayos gamma (RG) (Anexo 4.1-4.6). En particular, las bajas lecturas de los perfiles rayos gamma se ubican debajo de la superficie y fueron interpretadas (en combinación de observaciones de testigos corona) como respuestas vinculadas a depósitos marinos someros de estuario externo (Fig. 7.1, Anexo 4.1-4.6). Por su parte, las altas lecturas se ubican por encima de la superficie y han sido interpretadas como respuestas asociadas a la presencia de depósitos pelíticos marinos profundos. Los concentrados esqueletales y los depósitos pelíticos con altas lecturas en los perfiles rayos gamma integran un intervalo vinculado a la acumulación en un ambiente marino profundo. Por su parte, están ausentes depósitos marinos asociados a la zona de transición. En este sentido, el contacto entre los depósitos marinos profundos y los de estuario externo, representa un evento de profundización significativo y la instalación de ambientes marinos profundos que perduran durante gran parte de la sedimentación de la Formación Agrio (Legarreta y Uliana, 1991; Spalletti *et al.*, 2011).

El estadio 6 está representado por un intervalo conformado por depósitos estuarinos, de 25 a 30 m de espesor y continuo en toda el área de estudio (Fig. 7.1). Este intervalo incrementa su espesor hacia los sectores australes del área de estudio y alcanza hasta 40 m en el bloque Covunco Norte-Sur y en el Cerro Mesa. Dentro del arreglo vertical del intervalo las fajas de los subambientes estuarinos se desplazan hacia el continente generando un clásico arreglo vertical retrogradacional, propio de condiciones transgresivas de largo término (Schwarz, 2003).

En el transcurso del estadio 6 (Fig. 7.12.b), los subsistemas fluvial distal (Sierra de la Vaca Muerta, Cerro Mesa y bloques Cerro Partido y Covunco Norte-Sur) y fluvio-eólico con dominio fluvial (bloques El Mangrullo, Rincón del Mangrullo, Fortín de Piedra y Las Tacanas) desarrollados en el estadio 5, habrían sido transgredidos y erosionados localmente en





SUPERFICIES CLAVE

DS Discontinuidad subaérea

SDA Superficie de deriva de arena

ST Superficie transgresiva

Figura 7.13. a) Expresión de la superficie compuesta DS2+ST y sistemas de acumulación correspondientes a los estadios 3, 5 y 6, reconocidos en la localidad Cerro Mesa. En esta localidad los depósitos asociados al estadio 4 están ausentes, por lo que los depósitos fluviales proximales del estadio 5 truncan los depósitos fluvio-eólicos mixtos del estadio 3. b) Detalle de la superficie compuesta DS2+ST, nótese el contacto entre depósitos fluvio-eólicos (asociación de DE, intensamente meteorizadas), abajo y depósitos fluviales proximales (relleno de canales CEG), arriba. c) Expresión de las superficies DS2 y S T y sistemas de acumulación correspondientes a los estadios 3, 4, 5 y 6, reconocidos en la localidad Puesto Gualmes. d) Expresión del tope del estadio 6 (base de la Formación Agrio), identificado en la localidad Puesto Gualmes. Nótese como los depósitos marinos profundos truncan depósitos de estuario externo.

respuesta a un ascenso relativo del nivel del mar. Como resultado, en toda el área de estudio se instaló un ambiente marino somero integrado por barras construidas por la acción de las olas, que se orientaban de forma paralela a la línea de costa (E-O). En este contexto, se desarrollaron sistemas estuarinos elongados hacia el continente (suroeste y sureste del área de estudio) (Fig.7.12.b). En el ámbito continental los sistemas fluviales permanecieron activos y participaron como las principales fuentes de material detrítico al ambiente costero. Hacia los estadios finales del estadio 6, la línea de costa se habría trasladado por lo menos hasta latitudes ubicadas en el sector central de los afloramientos (perfil VN), donde aún se registran depósitos marinos someros correspondientes al estuario externo. El final del estadio 6 ocurre durante un período caracterizado por una aceleración de ascenso del nivel relativo del mar, a partir del cual el ámbito transicional-continental se habría inundado por completo y el aporte clástico habría sido mínimo.

La superficie basal del estadio 6 es considerada como una superficie diacrónica generada por el progresivo desplazamiento de las fajas de facies continentales y transicionales hacia el sur del área de estudio en respuesta al ascenso del nivel relativo del mar.

Por su parte, el tope del estadio 6 está representado por el reemplazo de un ambiente marino somero por uno profundo, y este cambio en la distribución vertical de los ambientes marinos presenta diferente expresión en distintos sectores del área de estudio. Por un lado, en el oeste del área de estudio, el tope del estadio 6 está representado por el contacto entre depósitos de estuario externo y un intervalo conformado por concentrado esqueletal interpretado como un nivel condensado (Kidwell, 1991; Van Wagoner *et al.*, 1990) que luego pasa a fangolitas oscuras. Este nivel condensado se habría acumulado durante muy bajas velocidades de sedimentación y representaría una zona de máxima inundación (ZMI) (Abott, 1997; Posamentier y Allen, 1993) (Fig. 7.13.d). Por su parte, en el este del área de estudio (subsuelo), el tope del estadio 6 está representado por el contacto depósitos de estuario externo y marinos profundos y ha sido interpretado también como la expresión de una zona de máxima inundación (ZMI).

7.3. CONSIDERACIONES FINALES

A modo de síntesis puede indicarse que dentro del intervalo de estudio se diferenciaron y reconstruyeron 6 estadios evolutivos que integran un esquema de evolución regional. Estos estadios se identificaron a partir de cambios en el diseño de superposición estratigráfica de los sistemas de acumulación, y se delimitan por superficies estratigráficas con significado secuencial. Dichos estadios fueron enumerados según su

ordenamiento estratigráfico dentro de la sucesión estudiada. De esta manera, el primero de los estadios se encuentra registrado a partir de un intervalo conformado por depósitos deltaicos, los cuales integran sucesiones somerizantes que se apilan verticalmente con un diseño progradacional. Este primer estadio representaría los periodos finales de la evolución de un sistema deltaico, cuyos sectores proximales se localizaban hacia el sudoeste y sudeste del área de estudio, mientras que los sectores distales se distribuían en el norte de la misma. A continuación, el segundo estadio se encuentra representado por un intervalo, dentro del cual depósitos fluviales y fluvio-eólicos se distribuyen en la vertical con un arreglo agradacional. La base de este intervalo se trata a una superficie de erosión fluvial de escala regional y representa una discontinuidad subaérea (DS1). El segundo estadio representaría un evento de continentalización y labrado de valles incididos, durante la instalación de un sistema fluvial proximal vinculado en los sectores distales con un sistema fluvio-eólico con dominio fluvial, que recibía suministro de sedimentos desde el sur del área de estudio. Seguidamente, el tercer estadio comprende depósitos eólicos y fluvio-eólicos mixtos integrantes de un intervalo caracterizado por un arreglo interno de humidificación. Este intervalo se delimita por una superficie neta, subhorizontal y de extensión regional, interpretada como una superficie de deflación y definida como una superficie de deriva de arena de gran escala (SDA). Durante este tercer estadio habría tenido lugar la instalación y expansión de un erg, con la consecuente interrupción del sistema fluvial previo. El sistema eólico habría sido construido a partir de vientos provenientes desde el oeste, y habría coexistido espacialmente con un sistema fluvio-eólico mixto que transportaba sedimentos principalmente hacia el noreste del área de estudio. Posteriormente, el cuarto estadio se encuentra representado por un intervalo conformado por depósitos fluviales proximales, distribuidos en la vertical con un arreglo interno agradacional. La base de este intervalo corresponde a una superficie de erosión fluvial de escala regional, la cual fue interpretada como una discontinuidad subaérea (DS2). Este cuarto estadio representaría la instalación de un sistema fluvial proximal, el cual habría mantenido una dirección de transporte de sedimentos hacia el norte-noreste del área de estudio, alimentado por áreas de aporte ubicadas en el oeste y sur del área de estudio. A continuación, el quinto estadio comprende un intervalo integrado por depósitos fluviales proximales y distales, distribuidos en la vertical con un arreglo retrogradacional. La base del intervalo asociado al estadio 5 ha sido interpretada como una superficie transgresiva (ST). Durante este quinto estadio habría tenido lugar la expansión y el desplazamiento hacia el interior del continente de los subsistemas fluvial distal y fluvio-eólico con dominio fluvial. Estos subsistemas habrían recibido sedimentos desde áreas de aporte ubicadas en el suroeste y sudeste de la zona de estudio, respectivamente, y habrían mantenido una

dirección de transporte general de sedimentos hacia el norte de dicha área. Finalmente, el sexto estadio comprende un intervalo conformado por depósitos estuarinos y delimitado en la base por una superficie neta y diacrónica, la cual si bien representa una fuerte expansión de la influencia marina en el ámbito de estudio, no representa una modificación de los diseños estratales con respecto al estadio anterior y por lo tanto no conlleva un significado secuencial.

El sexto estadio representaría la instalación de un sistema estuarino conectado parcialmente al medio marino y su retrogradación en el tiempo. En este contexto, el ambiente marino somero se habría orientado en forma paralela a la línea de costa (este-oeste), mientras que los sistemas estuarinos se extendían longitudinalmente hacia el continente (suroeste y sureste del área de estudio). El tope del intervalo asociado al sexto estadio corresponde a una zona de máxima inundación la cual, debido al patrón retrogradacional iniciado previamente en el estadio 5, ha sido interpretada como la base de la Formación Agrio.

DISCUSIÓN: RECONFIGURACIÓN DE SISTEMAS CONTINENTALES EN CONTEXTO DE MAR BAJO

8.1 RELACIÓN ENTRE LA DISCONTINUIDAD INTRAVALANGINIANA Y LAS SUPERFICIES DE DISCONTINUIDAD DS1 Y DS2

La Discontinuidad Intravalanginiana representa un límite de secuencia de primer orden y de escala regional dentro de la Cuenca Neuquina (Gulisano *et al.*, 1984), desarrollada durante el Valanginiano Temprano. Este límite de secuencia representa un período de importante reconfiguración de la cuenca asociado a un evento de inversión tectónica (Vergani *et al.*, 1995; Schwarz *et al.*, 2006), durante el cual, tuvo lugar un descenso relativo en el nivel del mar. La Discontinuidad Intravalanginiana separa unidades que muestran una amplia variabilidad facial dentro de la cuenca (Fig. 8.1). En este sentido, los depósitos ubicados por debajo del límite de secuencia (formaciones Bajada Colorada, Quintuco y Vaca Muerta), varían desde facies continentales (sur de Neuquén) hasta marinas profundas (norte de Neuquén). Por su parte, los depósitos que cubren la discontinuidad (Formación Mulichinco) integran una cuña de mar bajo de baja frecuencia, y gradan desde depósitos continentales (centro-sur del Neuquén), hasta marinos de *offshore* (sur de la provincia de Mendoza) (Schwarz *et al.*, 2011). En este contexto, la expresión del límite de secuencia definida por el contacto entre dichas unidades, cambia sustancialmente en los distintos sectores de la cuenca (véase *Capítulo 2*).

En el centro-norte del Neuquén la Discontinuidad Intravalanginiana ha sido identificada de manera indiscutida, y en este sector el límite de secuencia está representado por el contacto entre depósitos marinos profundos de la Formación Vaca Muerta, con depósitos fluviales proximales correspondientes a la Formación Mulichinco (Fig. 8.1) (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989; Leanza *et al.*, 2001; Schwarz y Howell, 2005; Schwarz *et al.*, 2006). Por su parte, en el centro-sur de Neuquén (Sierra de la Vaca Muerta y alrededores) la ubicación estratigráfica de la Discontinuidad Intravalanginiana ha recibido diferentes interpretaciones (Fig. 8.2) (*compárese* Gulisano *et al.*, 1984; Zavala,

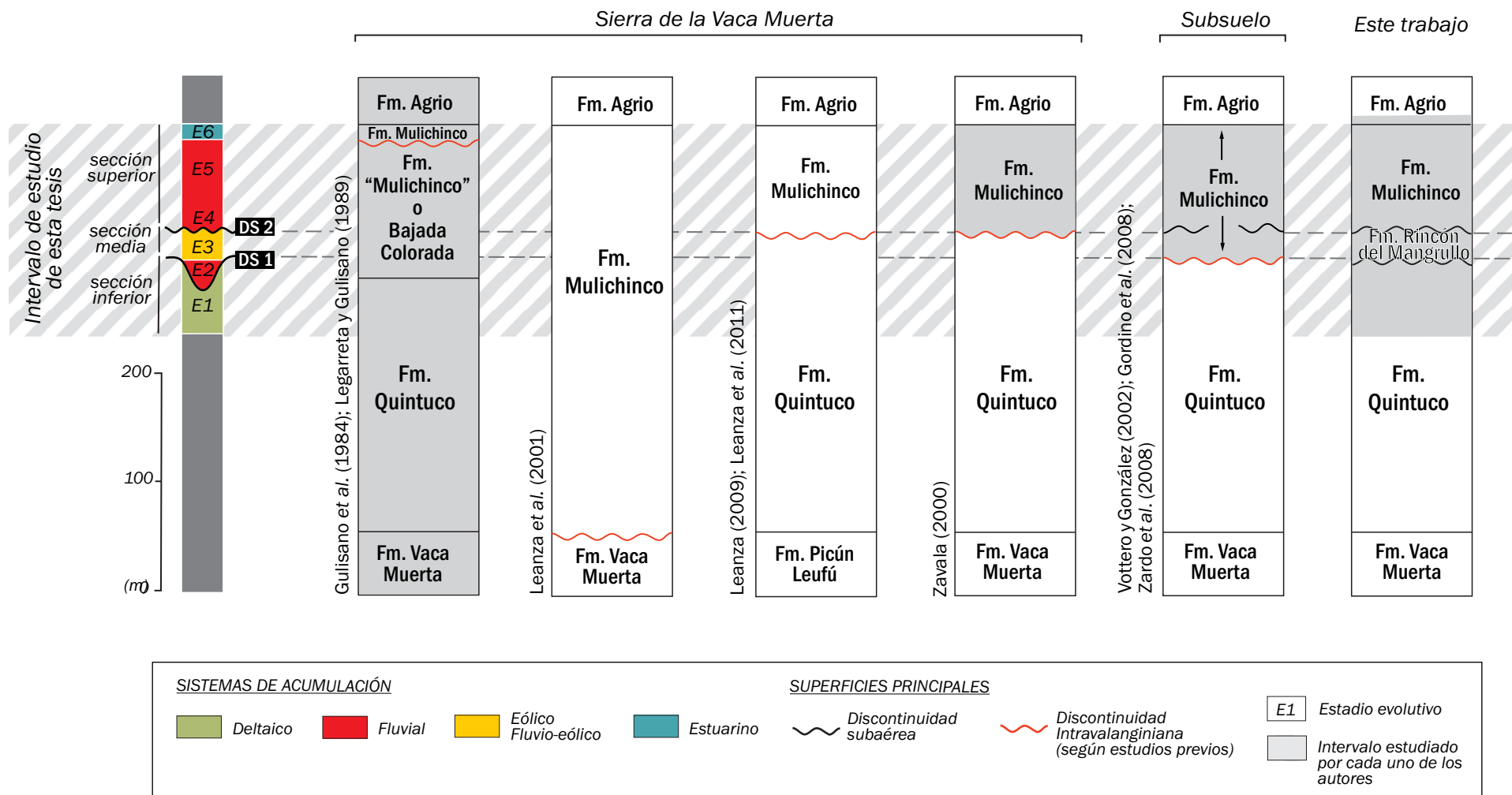


Figura 8.2. Columna esquemática de la sucesión valanginiana en la Sierra de la Vaca Muerta. Se indican la ubicación estratigráfica de sistemas de acumulación y superficies de discontinuidad subaéreas (DS1-DS2), y las secciones estratigráficas comprendidas entre dichas superficies (Sección 1, Sección 2 y Sección 3). Se presentan equivalencias entre la sucesión reconocida y las unidades estratigráficas asignadas por diferentes autores y este estudio.

2000; Leanza, 2009; Schwarz *et al.*, 2011). La ausencia de estudios faciales detallados de los depósitos valanginianos ubicados en el centro-sur de Neuquén, ha contribuido notoriamente al mantenimiento de estas discrepancias. En este contexto, el desarrollo de dichos estudios en el marco de este trabajo, ha permitido contar con modelos evolutivos robustos que representen las condiciones de acumulación antes y después de este evento de reconfiguración cuencal.

Dentro de la sucesión valanginiana estudiada se reconocieron dos episodios de marcado descenso en el nivel de base, asociados a respectivos cambios en la configuración de los sistemas continentales. Estos episodios se encuentran representados a través de diferentes superficies de discontinuidad subaéreas, identificadas como DS1 y DS2 (véase *Capítulo 7*) (Fig. 8.2). La revisión de los antecedentes muestra que las superficies de discontinuidad reconocidas en este trabajo (DS1 y DS2), ya habían sido identificadas por separado en algunos trabajos relativamente recientes, pero asignaban sólo a una de ellas como la Discontinuidad Intravalanginiana. Para identificar y caracterizar dicha discontinuidad en el centro-sur de Neuquén, y de esta manera contribuir al conocimiento integral de este límite de secuencia a escala de toda la cuenca, este apartado se enfoca en el desarrollo de las superficies de discontinuidad identificadas, así como en la comprensión y reconstrucción de los estadios de sedimentación previo y posterior a cada una de ellas. Estas superficies de discontinuidad definen tres secciones estratigráficas (inferior, media y superior, Fig. 8.2), cada una de las cuales comprende uno o más, de los estadios evolutivos definidos en el capítulo previo (véase *Capítulo 7*).

La sección inferior se compone de depósitos deltaicos en el área de estudio, y es truncada por la superficie de discontinuidad DS1 (Fig. 8.2, 8.3.a). Posteriormente, le sigue una sección media comprendida entre las superficies de discontinuidad DS1 y DS2 (Fig. 8.2). Ésta comprende depósitos fluviales proximales y fluvio-eólicos que rellenan valles incisos, seguidos por depósitos eólicos y fluvio-eólicos mixtos (Fig. 8.3.b) que cubren a los depósitos fluviales o en su defecto, yacen en contacto directo con la superficie DS1. Por su parte, la superficie de discontinuidad DS2 trunca a la sección media, a la superficie DS1 y a la sección inferior de sur a norte (Fig. 8.2, 8.3), con lo cual produce una progresiva disminución del registro de la sección media hacia el norte, hasta desaparecer por completo en el extremo septentrional del área de estudio (Fig. 8.3.c). La superficie de discontinuidad DS2 delimita la base de una sección superior conformada por depósitos fluviales proximales, que gradan vertical y lateralmente a depósitos fluviales distales y fluvio-eólicos de dominio fluvial (Fig. 8.2, 8.3.d). Estos depósitos fluviales son finalmente cubiertos por depósitos estuarinos (Fig. 8.2).

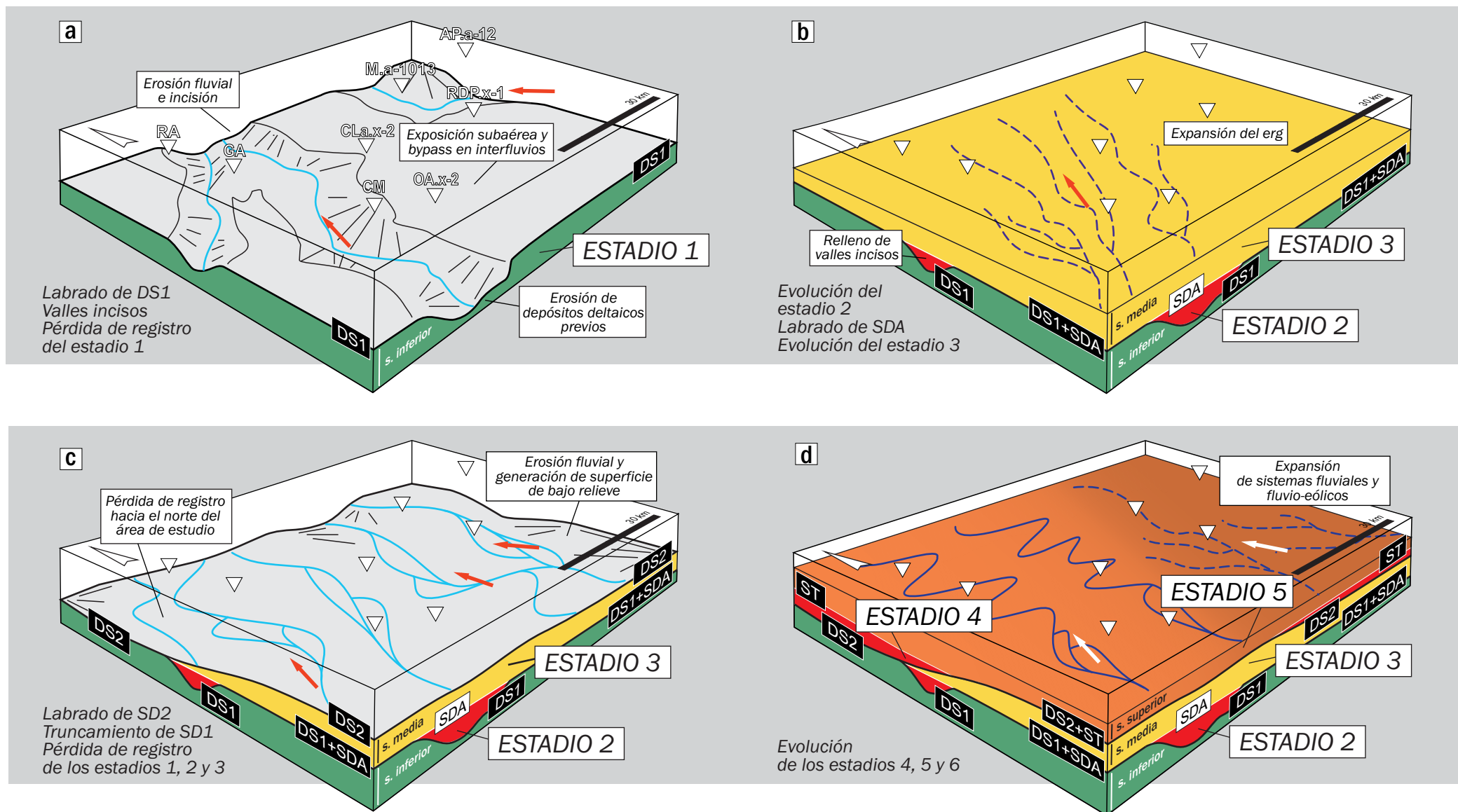


Figura 8.3. Esquemas de evolución espacial y estratigráfica de registro asociado a los diferentes episodios de reconfiguración paleogeográfica y superficies clave. Dichos episodios se encuentran representados a través de las superficies de discontinuidad DS1 y DS2, y de las secciones estratigráficas puestas en contacto entre dichas superficies. a) Distribución espacial de la sección inferior (estadio 1) y labrado de DS1. b) Distribución espacial de sección media (estadios 2 y 3). c) Labrado de DS2. d) Distribución espacial de la sección superior (estadios 4 y 5).

El esquema de evolución propuesto para el área de estudio, puede ser cotejado con los esquemas estratigráficos existentes para esta sucesión en la misma región. En primer lugar se aprecia que la ubicación estratigráfica de las superficies DS1 y DS2 es muy diferente a la propuesta original de la ubicación de la Discontinuidad Intravalanginiana en la Sierra de la Vaca Muerta. Gulisano *et al.* (1984) y Legarreta y Gulisano (1989) ubicaron a la Discontinuidad Intravalanginiana en el tope de depósitos continentales asignados por dichos autores a la Formación “Mulichinco” o Bajada Colorada. Según estos autores, dichos depósitos fluviales son cubiertos por depósitos estuarinos y luego por sedimentitas de offshore de la Formación Agrio. Es decir, que, la superficie de discontinuidad se ubicaría cerca del tope de la sección superior reconocida en este trabajo (Fig. 8.2). Por su parte, Leanza *et al.* (2001) ubicaron estratigráficamente a la Discontinuidad Intravalanginiana en la base de una potente sucesión de depósitos marinos someros que asignaron a la Formación Mulichinco. En este caso, esta unidad cubre depósitos marinos profundos asignados a la Formación Vaca Muerta. La Discontinuidad Intravalanginiana definida por estos autores se ubicaría estratigráficamente muy por debajo de la superficie DS1 e incluso, de los depósitos deltaicos de la sección inferior descripta en este trabajo (Fig. 8.2). Posteriormente, Leanza (2009) excluyó la sucesión marina basal de la Formación Mulichinco establecida por Leanza *et al.* (2001), y la asignó a la Formación Quintuco. Como resultado, el autor reubicó a la superficie de discontinuidad en el contacto entre depósitos marinos someros de la Formación Quintuco y los depósitos continentales superiores, asignados a la Formación Mulichinco (Leanza, 2009; véase *figura 12.e*). Según este esquema, la Discontinuidad Intravalanginiana estaría ubicada estratigráficamente entre las superficies DS1 y DS2, más precisamente en el contacto entre depósitos fluviales y depósitos fluvio-eólicos, integrantes de la sección media del presente trabajo (Fig. 8.2).

Por otro lado, otro grupo de autores han propuesto una ubicación para la Discontinuidad Intravalanginiana congruente con la ubicación estratigráfica de las superficies de discontinuidad reconocidas en este trabajo. En este contexto, Zavala (2000) reconoce una discontinuidad en la base de un intervalo de 100 m conformado por depósitos fluviales, y ubicado por debajo de la Formación Agrio. Dentro de este intervalo, el autor no describe depósitos eólicos o fluvio-eólicos. De esta manera, según esta visión la Discontinuidad Intravalanginiana estaría ubicada estratigráficamente en una posición equivalente a la superficie DS2. Es decir, que esta superficie se ubicaría en la base de los depósitos fluviales proximales de la sección superior de este estudio, asignados por el autor a la Formación Mulichinco (Fig. 8.2). En el subsuelo, tanto Zardo *et al.* (2008) como Godino *et al.* (2008), reconocen dentro de la sucesión valanginiana dos superficies de

discontinuidad. La primera de ellas se ubica en la base de depósitos eólicos que yacen por encima de depósitos marinos de plataforma carbonática, mientras que la segunda se localiza en la base de depósitos fluviales. Según este esquema, la primera superficie estaría ubicada en una posición estratigráfica equivalente a la superficie DS1, es decir en la base de la sección media, mientras que la segunda superficie tendría una ubicación estratigráfica semejante a la superficie DS2, en la base de la sección superior (Fig. 8.2).

Según lo observado en este trabajo, en la Sierra de la Vaca Muerta las superficies DS1 y DS2 se ubican en la base de depósitos fluviales proximales. Las superficies DS1 y DS2 son de carácter regional y representan cambios significativos en las condiciones de acumulación asociados en ambos casos, a un descenso significativo en el nivel de base. En este contexto, la asignación inequívoca de la Discontinuidad Intravalanginiana para alguna de ellas, no ha resultado sencillo sin el desarrollo de un análisis detallado como el que se presenta en este trabajo.

La correlación de las superficies de discontinuidad DS1 y DS2, y la distribución espacial de las secciones inferior, media y superior, muestran que la superficie DS2 trunca a la superficie DS1 en el norte de la Sierra de la Vaca Muerta y erosiona por completo el registro de la sección media. Esta relación, predice que hacia el centro-norte de Neuquén se encontrarían sólo representadas parte de la sección inferior, y la sección superior. Como resultado de esta observación, la superficie DS2 identificada en el sector centro-sur de Neuquén, se correlacionaría con la Discontinuidad Intravalanginiana descrita en el sector centro-norte de la provincia por Zavala (2000), Schwarz (2003) y Schwarz *et al.* (2011). Por medio del presente trabajo, fue posible comprender la geometría y la relación de truncamiento de la superficie DS2 por sobre la DS1, y establecer así la expresión y potencial correlación con la Discontinuidad Intravalanginiana hacia el norte del área de estudio.

8.2 IMPLICANCIAS LITOESTRATIGRÁFICAS: LA FORMACIÓN RINCÓN DEL MANGRULLO

A partir del esquema de correlación reconstruido en este trabajo, se propone un esquema estratigráfico para la sucesión valanginiana en el sector centro-sur de Neuquén (Fig. 8.2), dentro del cual, la sección ubicada por debajo de la primera superficie de discontinuidad regional (DS1), es decir la sección inferior, es asignada a la Formación Quintuco. Por su parte, los depósitos netamente continentales contemporáneos a la Formación Quintuco, asignables a la Formación Bajada Colorada (Legarreta y Gulisano, 1989), no han sido identificados en el área de estudio.

Siguiendo el criterio de Gulisano *et al.* (1984), los depósitos continentales ubicados por encima de la superficie de discontinuidad deberían entonces ser asignados a la

Formación Mulichinco. No obstante, dicha unidad como tal, no debería incluir sucesiones separadas por superficies de discontinuidad regionales (véase *Código Argentino de Estratigrafía*, 1992). De esta manera, vincular los depósitos continentales de las secciones media y superior a la Formación Mulichinco no sería apropiado, ya que internamente incluirían a la superficie DS2. Según el esquema de correlación propuesto, la Discontinuidad Intravalanginiana definida en el centro-norte de Neuquén se correlacionaría con la superficie DS2 identificadas en el centro-sur de la provincia. De esta manera, la sección superior delimitada por la superficie DS2 ha sido asignada en este estudio a la Formación Mulichinco (Fig. 8.2). En este contexto, se propone otorgarle a la sección media, comprendida entre las superficies DS1 y DS2, el carácter de formación. Según lo indicado por el art. 34.3 del Código Argentino de Estratigrafía, se designa a la sección media como Formación Rincón del Mangrullo (Fig. 8.2). Esta nueva unidad, tendría su localidad tipo en el Bloque Rincón del Mangrullo, ubicado 65 km al este de la Sierra de la Vaca Muerta, entre las rutas provinciales N°1 y N°10. Aquí, la unidad presenta espesores de entre 35 a 60 m y se encuentra representada por depósitos exclusivamente continentales, de origen fluvial, fluvio-eólico y eólico. Estos depósitos incluyen areniscas-conglomerádicas, areniscas, limolitas y fangolitas. Los depósitos asignables a esta unidad también estarían presentes en los sectores central y austral del área de estudio de afloramientos (centro de la Sierra de la Vaca Muerta y Cerro Mesa) (Fig. 8.1, 8.3), aunque con espesores más reducidos.

8.3 FACTORES DE CONTROL EN LA RECONFIGURACIÓN DE LOS SISTEMAS CONTINENTALES VALANGINIANOS

Gran parte de la sucesión estudiada en este trabajo representa el registro de una cuña de mar bajo de segundo orden delimitada en su base por un límite de secuencia regional, correlacionable en el área de estudio con la superficie DS2. Esta cuña de mar bajo habría tenido origen a partir de una caída del nivel de base de largo término, asociado a una interrupción de la acumulación vinculada a condiciones de mar alto previas y un cambio significativo en la configuración de los sistemas de acumulación (Schwarz *et al.*, 2011).

En el margen de cuenca estudiado (sector centro-sur de Neuquén), el registro asociado a la evolución de los sistemas continentales valanginianos durante condiciones de mar bajo, se encuentra delimitado por dos superficies de discontinuidad regionales identificadas como DS1 y DS2, las cuales definen para la cuña de mar bajo una arquitectura estratigráfica compleja. En este sector de la cuenca, gran parte del relleno de la cuña habría transcurrido durante un ascenso del nivel de base de largo término, en respuesta a un ascenso relativo del nivel del mar (véase *estadios 5 y 6, capítulo 7*). Según lo expuesto, la superficie de

discontinuidad DS2 se correlacionaría con la Discontinuidad Intravalanginiana, la cual fue asignada a la base de la cuña de mar bajo en el centro de la cuenca. Sin embargo, esta definición difiere a lo observado en el margen de cuenca estudiado. En este sector, la superficie DS1 pone en contacto depósitos deltaicos y depósitos fluviales proximales, por lo que representaría un cambio abrupto en la configuración de los sistemas de acumulación. Por su parte, la superficie DS2 pone en contacto depósitos eólicos o fluvio-eólicos y depósitos fluviales proximales, y en este caso el cambio asociado a la configuración de los sistemas de acumulación sería menos significativo. Según este criterio, el primer episodio de reconfiguración, representado a través de la superficie DS1, se habría desarrollado en el inicio de la caída del nivel de base de largo término. Por su parte, el segundo episodio de reconfiguración, identificado a través de la superficie DS2, habría tenido lugar durante el transcurso de dicho descenso. En este sentido, en el área de estudio la superficie basal de la cuña de mar bajo correspondería en primera instancia a la superficie DS1, la cual es posteriormente truncada por la superficie DS2. En forma particular, la ocurrencia de un pulso de ascenso del nivel de base de corto término, habría interrumpido los procesos erosión y no acumulación que dominaban durante las condiciones de mar bajo, favoreciendo la agradación excepcional de los sistemas continentales valanginianos.

Para comprender en detalle la arquitectura asociada a la cuña de mar bajo, resulta clave el análisis de los posibles factores de control que operaron durante los episodios de reconfiguración de los sistemas continentales valanginianos. Para ello, es importante identificar respuestas estratigráficas a partir del reconocimiento de variaciones en las condiciones de acomodación y aporte de sedimentos. Para caracterizar dichas respuestas en este trabajo se estudiaron y analizaron evidencias regionales, estratigráficas y sedimentológicas, como lo proponen Martinsen *et al.* (1999) y Blum y Törnqvist (2000). Las evidencias regionales incluyeron la expresión morfológica y la escala de las superficies, y el grado de la incisión resultante. Las evidencias estratigráficas se analizaron a partir de la relación vertical entre los sistemas de acumulación vinculados a cada una de las superficies de discontinuidad, las tendencias evolutivas dentro de cada uno de los estadios, y las variaciones en el grado de amalgamación y tipos de depósitos de relleno de canal. Por último, la evidencia sedimentológica incluyó principalmente la identificación de cambios texturales representados fundamentalmente por variaciones en el calibre de los sedimentos.

8.3.1 Factores de control extrínsecos

Los cambios en la arquitectura estratigráfica resultan de variaciones en la relación tasa de acomodación vs. la tasa de aporte de sedimentos, promovidos por la interacción de

diferentes factores extrínsecos a los sistemas de acumulación, principalmente, tectónicos, eustáticos y climáticos (Vail *et al.*, 1991; Shanley y McCabe, 1994). Los procesos tectónicos y eustáticos pueden combinarse y determinar el espacio de acomodación disponible para la acumulación de sedimentos, mientras que los procesos tectónicos y climáticos controlan la cantidad y el tipo de material sedimentario que puede ser potencialmente aportado a la cuenca (Schumm, 1993; Olsen *et al.*, 1995). De esta manera, existen diferentes escenarios posibles controlados por la tectónica, la eustacia o el clima, en los cuales tendrían lugar cambios en la tasa de acomodación y la tasa de aporte de sedimentos, potencialmente asociados a un contexto de caída del nivel de base. Estos escenarios pueden resultar exclusivamente por ascenso tectónico, caída eustática o incremento en la tasa de aporte de sedimentos, o bien, por una combinación de estas variables asociado a condiciones subordinadas de subsidencia o ascenso eustático (Catuneanu, 2006). Para comprender entonces los escenarios en los que pudo haberse desarrollado la sucesión estudiada, es importante tener presente algunas de las condiciones mencionadas previamente, por ejemplo, las distintas escalas de tiempo en las que pudieron haber operado factores de origen eustático, climático y tectónico durante dichos eventos.

8.3.1.1 Control Eustático

Los cambios eustáticos participan en la tasa de creación de espacio de acomodación, y pueden afectar en forma indirecta la tasa de aporte de sedimentos, dependiendo en este último caso, de la escala de tiempo asociada al cambio eustático (Schumm, 1993). La sucesión que integra la cuña de mar bajo estudiada (secciones media y superior) comprende en su mayoría depósitos continentales, registrándose sólo hacia el tope de la sucesión la influencia de procesos marinos, representada por depósitos estuarinos (tope de sección superior). No obstante, en el área de estudio el relleno de la cuña de mar bajo se ubica estratigráficamente entre potentes intervalos estratigráficos conformados por depósitos transicionales a marinos someros y depósitos marinos profundos. Por un lado, los depósitos basales de las secciones media y superior truncan depósitos deltaicos de la Formación Quintuco, y en el norte del área de estudio registran un desnivel de más de 100 m (véase Fig. 7.2), el cual podría corresponder al de un descenso eustático (Posamentier *et al.*, 1988). Por otro lado, el registro de la cuña de mar bajo es cubierto por depósitos marinos profundos de la Formación Agrio, los cuales representarían el retorno de un medio marino relativamente profundo, en el marco de un evento transgresivo de largo término (Spalletti *et al.*, 2011).

Schwarz *et al.* (2006) consideraron los datos bioestratigráficos provenientes del intervalo estratigráfico equivalente a la sección superior de este trabajo (Formación Mulichinco) ubicado en el centro de Neuquén (Aguirre-Urreta y Rawson, 1999a,b; Schwarz,

2003), y sugirieron que el proceso asociado al origen de la cuña de mar bajo podría haber ocurrido dentro de un intervalo de tiempo con resolución de una zona amonitifera. De esta manera, los autores señalan que posibles cambios eustáticos ocurridos durante el Valanginino hayan podido ser modificados o disimulados por procesos tectónicos.

En particular, la ocurrencia de un pulso breve de ascenso eustático durante la caída prolongada del nivel de base, podría explicar la creación de espacio de acomodación necesario para preservar los depósitos de la sección media (estadios 2 y 3). No obstante, el registro de esta sección comprende depósitos únicamente de origen continental, y hacia sectores de centro de cuenca la superficie DS2 trunca por completo el registro de dicha sección. De esta forma, no es posible establecer una relación lateral potencial entre los depósitos continentales de la sección media con posibles depósitos transicionales y/o marinos. No obstante, los depósitos eólicos y fluvio-eólicos (estadio 3) presentes en el tope de la sección media registran una marcada tendencia vertical de humidificación, interpretada como resultado de una influencia progresiva del nivel freático cercano a la superficie.

Con lo dicho, se entiende que la ocurrencia de un descenso eustático de largo término podría resultar en una reducción significativa del espacio de acomodación, la cual podría representar en parte, las condiciones de caída del nivel de base vinculadas al origen de la cuña de mar bajo. En este contexto, una interrupción eventual de dicho descenso eustático durante un corto periodo, podría haber promovido un incremento en la tasa de acomodación, y en consecuencia, un pulso de ascenso del nivel de base.

8.3.1.2 Control Tectónico

Los procesos tectónicos ejercen un control directo en la destrucción y/o creación de espacio de acomodación en una cuenca, y en la generación de suministro de sedimento durante la exposición de áreas fuentes. En este sentido es importante discutir su relación con el origen del evento de caída del nivel de base identificado en este estudio. El episodio de inversión tectónica ocurrido en sector austral de la cuenca durante el Valanginiano Temprano, se encuentra explicado por diferentes trabajos (Vergani *et al.*, 1995; Pángaro *et al.*, 2002; Mosquera y Ramos, 2006). Este episodio habría sido notoriamente intenso en el área de la Dorsal de Huincul, ubicada inmediatamente hacia el sur del área de estudio (Fig. 2.1.a).

Por otro lado, los depósitos basales vinculados al inicio de los episodios de reconfiguración de los sistemas continentales aquí reconocidos, comprenden depósitos fluviales proximales que portan conglomerados y areniscas conglomerádicas compuestas por sábulos y gravas de composición mayormente lítica volcánica (véase *facies G y SG*, Capítulo 4), mientras que gran parte de las areniscas que integran dichas secciones, se

tratan de areniscas lítico-feldespáticas, enriquecidas en componentes líticos volcánicos y metamórficos (véase *clasificación composicional de areniscas*, Anexo 3). Esta tendencia composicional podría deberse a la exhumación de ciclos sedimentarios y/o volcánicos previos, durante el rejuvenecimiento de áreas fuentes promovido por dicho pulso tectónico. Por su parte, las reconstrucciones paleogeográficas propuestas para los estadios 2 y 4 sugieren un área de aporte ubicada en el sur de la zona de estudio, cercana al área de la Dorsal de Huincul (véase *Capítulo 7*). El evento tectónico asociado al levantamiento de la Dorsal registrado durante el Valanginiense habría sido de gran magnitud, y habría consistido en el ascenso de áreas topográficas acompañado de una reconfiguración significativa de los sistemas de acumulación (Vergani *et al.*, 1995). En este contexto, es importante considerar la diferente respuesta que muestran los sistemas de acumulación actuales frente a eventos tectónicos de distinta escala de tiempo. Durante un evento de levantamiento tectónico de largo término (1 ma o más), los sistemas fluviales incrementarían sustancialmente su gradiente, y en consecuencia la tasa de erosión sería mayor (Blum, 2013). Este escenario promovería a una destrucción de espacio de acomodación como así también, a un incremento en la tasa de aporte de sedimentos en respuesta al ascenso topográfico (Quirk, 1996). Según Schumm (1963), el levantamiento tectónico tendría un efecto pronunciado y prolongado en la producción de sedimentos, de manera tal que, durante el crecimiento del relieve la tasa de aporte de sedimentos podría aumentar en forma exponencial. De esta forma, un evento tectónico prolongado podría explicar la tendencia negativa en la relación A/S estimada para caída del nivel de base de largo término.

Por otro lado, un incremento en la tasa de subsidencia de origen tectónico podría justificar el pulso breve de aumento en la tasa de acomodación. El estadio de deformación compresiva de la Dorsal de Huincul ocurrido durante el Cretácico Temprano habría resultado en una reducción del 30% de la extensión areal del Sistema Huincul (Mosquera y Ramos, 2006). Esta reducción habría tenido lugar a partir del retroceso del frente de deformación jurásico hacia el sur y oeste del sector de la Dorsal. Este retroceso y reducción areal del frente de deformación durante el Valanginiense habría resultado en el colapso extensional de estructuras compresivas en los extremos occidental y oriental de la Dorsal de Huincul (Pángaro *et al.*, 2002; Mosquera y Ramos, 2006). Este contexto de extensión podría haber promovido al desarrollo de sectores caracterizados por una mayor subsidencia, y en consecuencia un aumento en el espacio de acomodación disponible para los sedimentos. No obstante, la posible creación de subsidencia asociada a las estructuras de colapso habría alcanzado una escala local, en los sectores de Estancia Vieja y Ramón Lista, inmediatos a la Dorsal (Mosquera y Ramos, 2006).

8.3.1.3 Control Climático

Los cambios climáticos ejercen un control fundamental en la descarga y por consiguiente en la tasa de aporte de sedimentos. De esta manera, pueden generar un impacto directo en la relación entre la tasa de acomodación y la tasa de aporte de sedimentos. En general, los cambios climáticos ocurren en una escala de tiempo breve en comparación con los cambios eustáticos y tectónicos, por lo que los sistemas de acumulación responden sensiblemente a ellos y en forma rápida (Schumm, 1993). El inicio de los episodios de reconfiguración paleogeográfica aquí identificados, se encuentra registrado en la base de las secciones media y superior por depósitos fluviales proximales vinculados a condiciones de descarga perenne. Estas condiciones se encuentran también registradas por los depósitos deltaicos de la sección inferior. De esta forma, el primer episodio de reconfiguración paleogeográfica representado por el contacto entre las secciones inferior y media, no se vincularía entonces a un cambio significativo en las condiciones de descarga. Por su parte, el tope de la sección media incluye depósitos eólicos y fluvio-eólicos vinculados a condiciones áridas a semiáridas, los cuales representarían puntualmente un régimen de descarga controlado por la estacionalidad de las precipitaciones. En este caso, el segundo episodio de reconfiguración registrado por el contacto entre las secciones media y superior, representaría un cambio en las condiciones climáticas a partir de un reacondicionamiento a condiciones de descarga perennes. En este sentido, las condiciones de descarga asociados a los episodios de reconfiguración no registrarían cambios significativos de largo término.

En el marco de dichas condiciones, podrían haberse desarrollado cambios climáticos de corto término asociados a fluctuaciones en el régimen de las precipitaciones desarrollados entre decenas a centenas de miles de años (Blum y Tornqvist, 2000; Bourquin *et al.*, 2009). Estas fluctuaciones habrían generado variaciones en la descarga y aporte de sedimentos, que resultaban en ciclos de caída y ascenso del perfil de equilibrio asociados a períodos de incisión y agradación, respectivamente (Holbrook *et al.*, 2006; Holbrook y Bhattacharya, 2012). Este escenario podría haber representado condiciones climáticas de corto término que acompañaron el inicio de la caída del nivel de base durante el desarrollo de la cuña de mar bajo. Durante períodos de precipitaciones y mayor descarga, la capacidad de transporte de los ríos superaría a la tasa de aporte de sedimento, generando erosión e incisión. Por su parte, durante períodos de sequía, una mayor tasa de aporte respecto a la capacidad de transporte fluvial promovía la agradación de los sistemas continentales (Quirk, 1996).

8.3.2 Elementos específicos de los factores de control alocíclicos

La expresión de los depósitos acumulados durante episodios de reconfiguración paleogeográfica depende también, de un grupo de controles específicos de los procesos eustáticos, tectónicos y climáticos (Schumm, 1993). Dentro de este grupo (Fig. 8.4), algunos de los controles considerados por diferentes autores incluyen el diseño la curva del nivel de base (amplitud, tiempo) y controles geomorfológicos, tales como la fisiografía de la cuenca, el gradiente de las superficies expuestas, la distancia con respecto a la línea de costa y la ubicación dentro de la cuenca (Miall, 1996; Schumm, 1993; Holbrook, 1996; Posamentier y Allen, 1999; Blum y Törnqvist, 2000; Holbrook *et al.*, 2006).

El primer episodio de reconfiguración de cuenca asociado a la caída del nivel de base de largo término, se encuentra representado por la discontinuidad DS1, una superficie erosiva de escala regional que delimita valles incisos (Fig. 8.4) de hasta 35 m de profundidad (Fig. 8.3.a). La superficie trunca depósitos deltaicos y los valles se encuentran rellenos por depósitos fluviales y fluvio-eólicos. Estos depósitos muestran una relación canal vs. planicie de inundación alta a moderada. El relleno de los valles y las áreas de interfluvios son cubiertos por depósitos eólicos y fluvio-eólicos que muestran un arreglo agradacional y una amplia extensión areal (Fig. 8.3.b). Por su parte, el segundo evento de reconfiguración de cuenca desarrollado durante el evento de caída del nivel de base, corresponde a la discontinuidad DS2, en este caso, una superficie erosiva de bajo gradiente (Fig. 8.4), cuyo grado de erosión aumenta progresivamente hacia el norte del área de estudio. Así, esta superficie trunca progresivamente en dicha dirección a los depósitos de la sección media, y luego a la superficie DS1 y los depósitos deltaicos previos (Fig. 8.3.c). Por encima de la superficie DS2 yacen depósitos fluviales, los cuales muestran verticalmente una relación canal vs. planicie de inundación baja, asociado a una disminución en la proporción de canales en los sectores distales, en respuesta a un aumento en la tasa de espacio de acomodación. Estos depósitos fluviales definen una geometría cuneiforme y se adelgazan en forma notoria hacia el sur y este del área de estudio (Fig. 8.3.d).

La diferente expresión de los depósitos acumulados durante los episodios de reconfiguración cuencal habría sido producto de la influencia de distintos controles que condicionaron el contexto de caída del nivel de base de largo término en el transcurso de su desarrollo. El primer evento de reconfiguración paleogeográfica (Fig. 8.3.a) estaría representado por un intervalo comprendido entre un máximo y un mínimo de la curva de nivel de base (Fig. 8.5). Este evento está caracterizado por un salto abrupto de facies representado por el contacto entre depósitos deltaicos y depósitos fluviales proximales (Fig. 8.4). Esta relación estratigráfica sugiere que a través de la superficie DS1 se habría

producido un descenso del nivel de base de significativa amplitud (Fig. 8.4, 8.5). Por otro lado, el desarrollo de valles incisos podría deberse a un control fisiográfico y haber estado favorecido por la presencia de una planicie aluvial con un gradiente menor respecto al gradiente del lecho marino expuesto (Fig. 8.4), al menos durante el inicio de la caída del nivel de base (Schumm, 1993; Posamentier y Allen, 1999). Esta relación se vincula a la presencia de ambientes marinos caracterizados por un quiebre topográfico, y en este sentido, el sistema deltaico desarrollado durante el estadio 1 (véase *Capítulo 7*) podría haber representado un elemento sustancial para definir esta relación, y de esta manera promover la incisión localizada en valles por parte del sistema fluvial asociado al estadio 2 que definieron la expresión morfológica de la superficie DS1.

Por su parte, el segundo episodio de cambio reconfiguración de los sistemas continentales (Fig. 8.3.c) habría tenido lugar en el transcurso de gran parte de la caída del nivel de base de largo término, a continuación del pulso de ascenso breve en la curva del nivel de base (Fig. 8.5). En este caso, la superficie DS2 está definida por el contacto depósitos continentales eólicos o fluvio-eólicos y fluviales proximales (Fig. 8.4), el cual muestra un contraste de facies menos marcado respecto al observado a través de la superficie DS1. Según este criterio, durante el labrado de la superficie DS2, el descenso de la curva del nivel de base podría haber sido de menor amplitud (Fig. 8.4). Por otro lado, la expresión morfológica de la superficie DS2 podría deberse a que su labrado transcurrió temporalmente durante gran parte de un prolongado descenso del nivel de base (Fig. 8.4). Un mayor intervalo de tiempo asociado al descenso del nivel de base habría permitido al sistema fluvial ajustarse a los cambios de la pendiente y alcanzar paulatinamente el perfil de equilibrio (Quirk, 1996; Holbrook, 1996; Holbrook *et al.*, 2006; Strong y Paola, 2006). En este contexto, la etapa inicial de incisión de valles fluviales habría sido reemplazada gradualmente por una etapa posterior de ensanchamiento en la cual, los valles se habrían expandido por un mecanismo erosivo de migración lateral, asociado a una incisión vertical baja (Holbrook y Bhattacharya, 2012; Posamentier y Allen, 1999). Por otro lado, los depósitos de la sección media ubicados inmediatamente por debajo de la superficie DS2, muestran una intensa bioturbación y cementación (registradas en gran parte del área de estudio), como así también, rasgos de meteorización y alteración de gran escala (véase en *Fig. 7.13.a, la extensión de rasgos de alteración y meteorización presente en la superficie de contacto entre los estadio 3 y 5*). Durante condiciones de exposición subaérea, rasgos de estas características han sido reconocido e interpretados para período de más de centenas de miles de años (Pye, 1983). Con lo dicho, las diferentes evidencias sugieren que el factor tiempo habría desempeñado un rol significativo durante el labrado de la superficie DS2. De

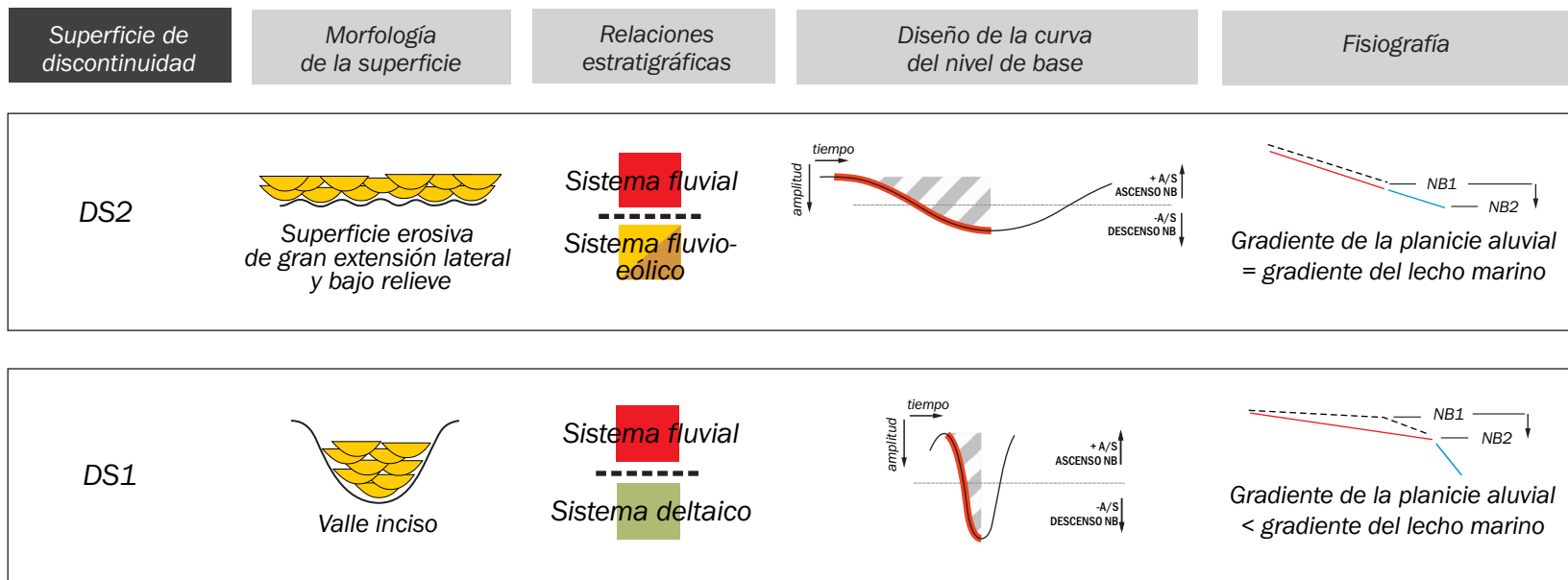


Figura 8.4. Elementos específicos de los controles tectónica y eustacia, vinculados a la expresión de los diferentes episodios de reconfiguración paleogeográfica identificados.

esta manera, el intervalo de descenso de la curva del nivel de base asociado al labrado de la superficie DS2 estaría representado por un período relativamente extenso (Fig. 8.4; 8.5). Por otro lado, el diseño de bajo relieve que caracteriza a la superficie DS2 podría deberse a un factor fisiográfico, y haber sido labrada bajo condiciones en las que el gradiente de la planicie aluvial haya sido aproximadamente similar al gradiente asociado al lecho marino previo (Fig. 8.4). En el caso de la superficie DS2, ésta pone en contacto depósitos continentales arriba y debajo de la superficie, por lo que la relación relativa entre el perfil de equilibrio fluvial y el perfil batimétrico del ambiente marino somero de la cuenca, no es posible de evaluar en forma directa. No obstante, se estima que durante el labrado de la superficie DS2, el gradiente de la planicie aluvial no habría variado significativamente respecto al gradiente de la configuración previa.

8.3.3 Efecto combinado de los factores de control

Algunos de los escenarios hipotéticos indicados, basados en la influencia por parte de solo uno de los diferentes controles posibles, explican y representan en forma viable, diferentes intervalos integrantes de dicha curva. De esta manera, el diseño de la curva del nivel de base podría ser el producto de una combinación de estos escenarios, y en este sentido el mismo representaría una superposición o influencia conjunta y a diferentes escalas, por parte de distintos controles.

Los dos episodios de reconfiguración paleogeográfica habría tenido lugar durante un mismo evento de cambio en la relación A/S, representado por descenso relativo del nivel de mar de largo término, que tuvo lugar durante el Valanginiano Temprano. Este descenso se encuentra registrado a escala de cuenca y la tendencia negativa en la relación A/S podría haber estado determinada por una reducción significativa en la tasa de acomodación, como así también, un incremento en la tasa de producción de sedimentos. En este sentido, el cambio en la relación A/S podría representar una respuesta de largo término a un episodio de inversión tectónica en combinación con un descenso eustático. Poco después de su inicio, este evento prolongado de caída del nivel de base habría sido puntuado por un pulso de ascenso del nivel de base de corto término. En este caso, la tendencia positiva en la relación A/S de este pulso estaría asociada a un incremento en la tasa de acomodación. En este sentido, es importante destacar que el pulso de ascenso del nivel de base fue registrado en forma puntual y en una escala regional, y su expresión se aleja distintivamente de la de algún tipo de ciclo. No obstante, siguiente al inicio de la caída del nivel de base, el descenso eustático podría haberse interrumpido o desactivado, mientras continuaba el ascenso y

rejuvenecimiento de áreas de aporte de sedimentos y la destrucción de espacio de acomodación como resultado del levantamiento tectónico.

La diferente expresión de la acumulación asociada a los episodios de reconfiguración de cuenca ocurridos en el marco de un mismo evento de descenso del nivel de base de largo término, habría tenido lugar en respuesta a la influencia de controles vinculados al diseño de la curva del nivel de base y controles fisiográficos. En su inicio, los cursos fluviales habrían comenzado a erosionar depósitos deltaicos previos, y en el marco de estas condiciones, el gradiente de la planicie aluvial habría sido menor respecto al gradiente del lecho marino expuesto durante el descenso. Este contexto habría favorecido entonces el desarrollo de valles incididos. Posteriormente a un pulso de ascenso del nivel de base de corto término, la caída del nivel de base habría continuado durante un periodo de tiempo prolongado, lo cual habría favorecido el labrado de una superficie erosiva de bajo relieve y gran extensión lateral.

La discusión acerca de los posibles factores de control vinculados a los pulsos de caída del nivel de base, aporta nuevos elementos en la comprensión de los cambios en la configuración de los sistemas de acumulación desarrollados, como así también, en la correlación de la Discontinuidad Intravalanginiana con la superficie DS2 identificada hacia sectores de margen de cuenca. La expresión morfológica de la Discontinuidad Intravalanginiana (DI) en el sector centro-sur de Neuquén (DS2) concuerda con lo descripto por Schwarz *et al.* (2006) en el sector centro-norte de la provincia. No obstante, el origen y probablemente la edad de los depósitos que son truncados por dicha superficie de discontinuidad, difieren sustancialmente en ambos sectores considerados.

En el sector centro-norte de Neuquén, Schwarz *et al.* (2006) identificaron a la Discontinuidad Intravalanginiana en el contacto entre depósitos marinos de rampa (Formación Quintuco) y depósitos fluviales proximales (Formación Mulichinco) (Fig. 8.1). Dichos autores describen a la discontinuidad como una superficie erosiva de poco relieve y sin evidencias de incisión vertical o presencia de paleovalles. Schwarz *et al.* (2006) consideraron en particular la influencia de la velocidad de caída del nivel de base y la fisiografía de la cuenca, como factores sustanciales en el control en el diseño de bajo relieve de la Discontinuidad Intravalanginiana. Según los autores, la baja e incluso ausente incisión vertical durante el desarrollo de la discontinuidad, podría haber sido inhibida, o minimizada, a partir de una rápida caída en el nivel de base, la cual podría haber limitado el tiempo requerido para que el sistema fluvial se ajustase al nuevo perfil de equilibrio. También, los autores señalaron la influencia de por parte de un perfil estilo rampa presente en la configuración previa al evento de caída del nivel de base. Esta interpretación difiere a la propuesta en este estudio, el cual sugiere que la expresión de los depósitos puestos en

contacto a través de la superficie DS2, habría sido favorecido por una caída del nivel de base de tiempo prolongado, y este habría representado el principal control en su expresión final. Por el contrario, durante una rápida caída del nivel de base los sistemas fluviales habrían erosionado mayormente en sentido vertical, pudiendo así ajustarse en poco tiempo al nuevo perfil de equilibrio, lo cual probablemente habría promovido el desarrollo de valles incisos (Quirk, 1996; Posamentier y Allen, 1999; Holbrook *et al.*, 2006; Strong y Paola, 2006) y no así, una superficie erosiva de bajo gradiente y amplia extensión lateral.

En el sector centro-norte de Neuquén no están presentes los depósitos integrantes de las secciones inferior y media de este trabajo. De esta manera, se asume que los depósitos marinos de rampa descritos por Schwarz *et al.* (2006) serían más antiguos que los depósitos deltaicos de la sección inferior. Esta ausencia del registro de gran parte del intervalo estudiado, determinó que los factores de control considerados por Schwarz *et al.* (2006) para entender la expresión morfológica de la Discontinuidad Intravalanginiana, difieran en parte de los controles que se remarcan en este trabajo para la expresión resultante de la superficie DS2.

8.4 APLICACIÓN DE MODELOS SECUENCIALES

En este apartado se discute la ubicación del límite de secuencia asignado por modelos secuenciales existentes con respecto a la relación jerárquica entre las superficies de discontinuidad DS1 y DS2 reconocidas en este trabajo. En este trabajo se desarrolló un análisis secuencial independiente de un modelo específico, en el cual la comprensión del origen y la evolución de diferentes intervalos integrantes de la sucesión bajo estudio, permitió la elaboración de un esquema de evolución regional. Dentro de este esquema se identificaron diferentes superficies estratigráficas con significado secuencial. La definición, caracterización y determinación de atributos diagnósticos de estas superficies, permite que el esquema de evolución construido en este trabajo pueda ser entonces cotejado con modelos secuenciales existentes.

Los modelos secuenciales considerados varían en relación a los criterios implementados para clasificar a un contacto entre depósitos que registran un cambio en la configuración de los sistemas de acumulación, como adecuado para delimitar secuencias depositacionales. Posamentier y Allen (1999) (Fig. 8.5), sugieren que el límite de secuencia se ubica en el inicio de la caída del nivel de base, por lo que representaría la superficie basal de los depósitos acumulados durante una regresión forzada. Según este modelo, el límite de secuencia estaría representado entonces por la superficie DS1. En este sentido, los depósitos de la sección media representarían un cortejo de mar bajo temprano y se

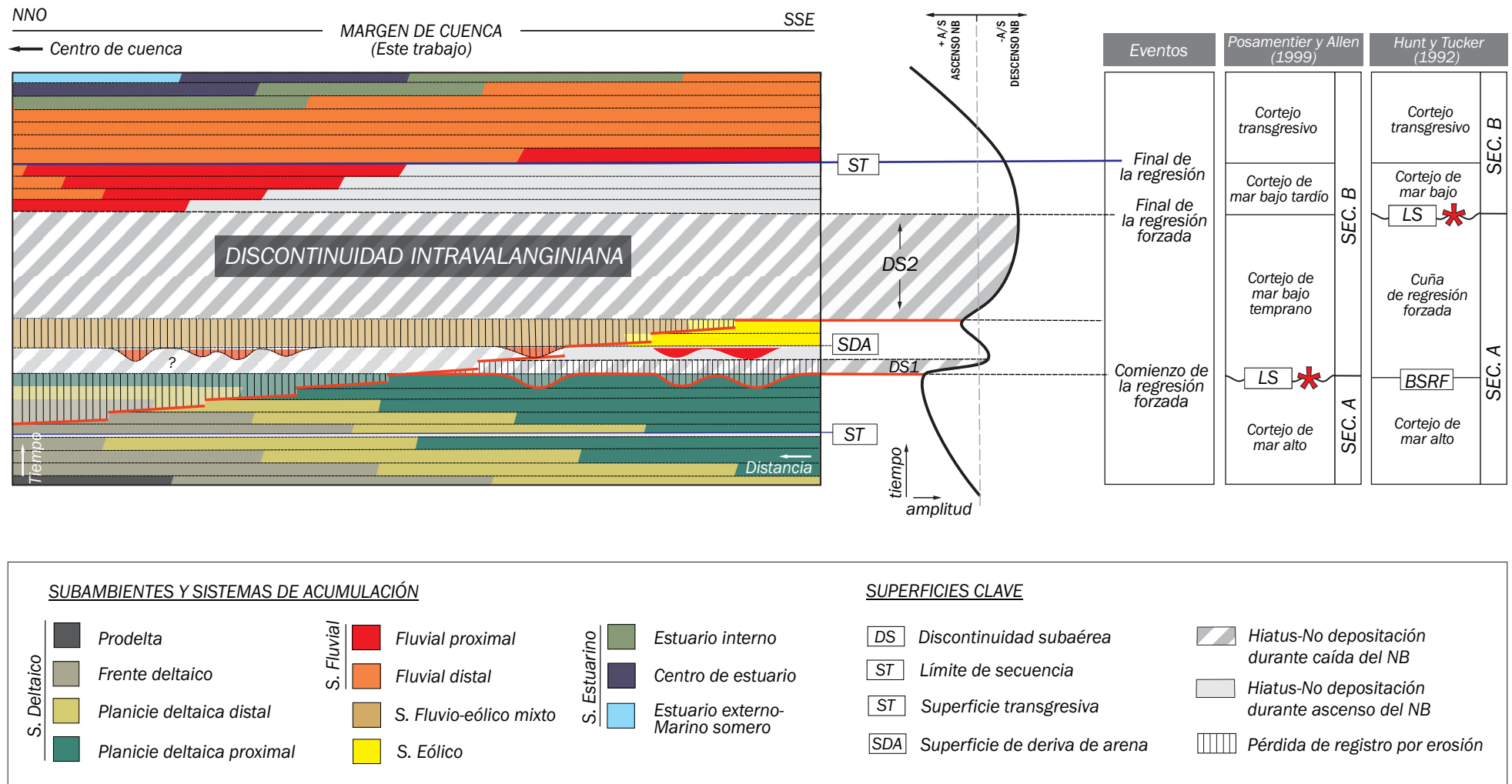


Figura 8.5. Cuadro cronoestratigráfico y diseño de la curva del nivel de base interpretada para el intervalo de estudio. Se indican eventos principales y esquemas estratigráficos secuenciales según diferentes modelos.

vincularían genéticamente con los depósitos de la sección superior, asignables a los cortejos de mar bajo tardío y transgresivo siguientes. En este contexto, los depósitos de las secciones media y superior integrarían una misma secuencia (*secuencia B*, Fig. 8.5). Por su parte, Hunt y Tucker (1992) (Fig. 8.5) proponen que el límite de secuencia correspondería al final de una caída del nivel de base, y en este caso, estaría representado por el tope de los depósitos acumulados durante una regresión forzada. De esta forma, los depósitos de la sección media estudiada representarían una cuña de regresión forzada y se vincularía genéticamente con los depósitos de la sección inferior, asignables a un cortejo de mar alto. En este marco, los depósitos de las secciones inferior y media representarían una secuencia, y los depósitos de la sección superior quedarían incluidos en otra secuencia distinta (*secuencias A y B*, Fig. 8.5).

En este trabajo, el análisis de la relación jerárquica entre las superficies de discontinuidad tuvo lugar a partir de la identificación de cambios significativos en la configuración de los sistemas de acumulación. En este sentido, el mayor salto de facies estaría representado por los depósitos puestos en contacto a través de la superficie DS1, por lo que representaría la discontinuidad de mayor jerarquía. Esta interpretación se ajusta mejor con la propuesta de Posamentier y Allen (1999), según la cual la superficie DS1 representaría el límite de secuencia para el caso de la cuña de mar bajo estudiada. No obstante, esta correspondencia representa sólo la aplicación a un modelo y no tiene implicancias genéticas. Para finalizar, una observación más que valiosa para el desarrollo de la metodología implementada es la que destaca Catuneanu (2009), quien remarca que la elección de un límite de secuencia es menos importante que la correcta identificación de todas las superficies estratigráfico-secuenciales.

8.5 IMPLICANCIAS EN EL ANÁLISIS DE CUÑAS DE MAR BAJO

Un límite de secuencia puede ser definido desde el interior hacia los márgenes de una cuenca, y comprende una correlativa conformidad, una superficie regresiva de erosión marina y una discontinuidad subaérea (Fig. 8.6). En particular, una discontinuidad subaérea se trata de una superficie de erosión y/o no depositación que limita estratos no vinculados genéticamente, por lo que representa uno de los principales hiatus estratigráficos reconocibles en el registro (Mitchum et al., 1977). En este sentido, el contraste de facies, y el desarrollo areal y la cantidad de erosión asociada a una discontinuidad subaérea han sido considerados como elementos clave en el reconocimiento de un límite de secuencia (Vail et al., 1984; Catuneanu, 2006). No obstante, pocos estudios han explorado la complejidad que un límite de secuencia puede presentar hacia los márgenes de cuenca.

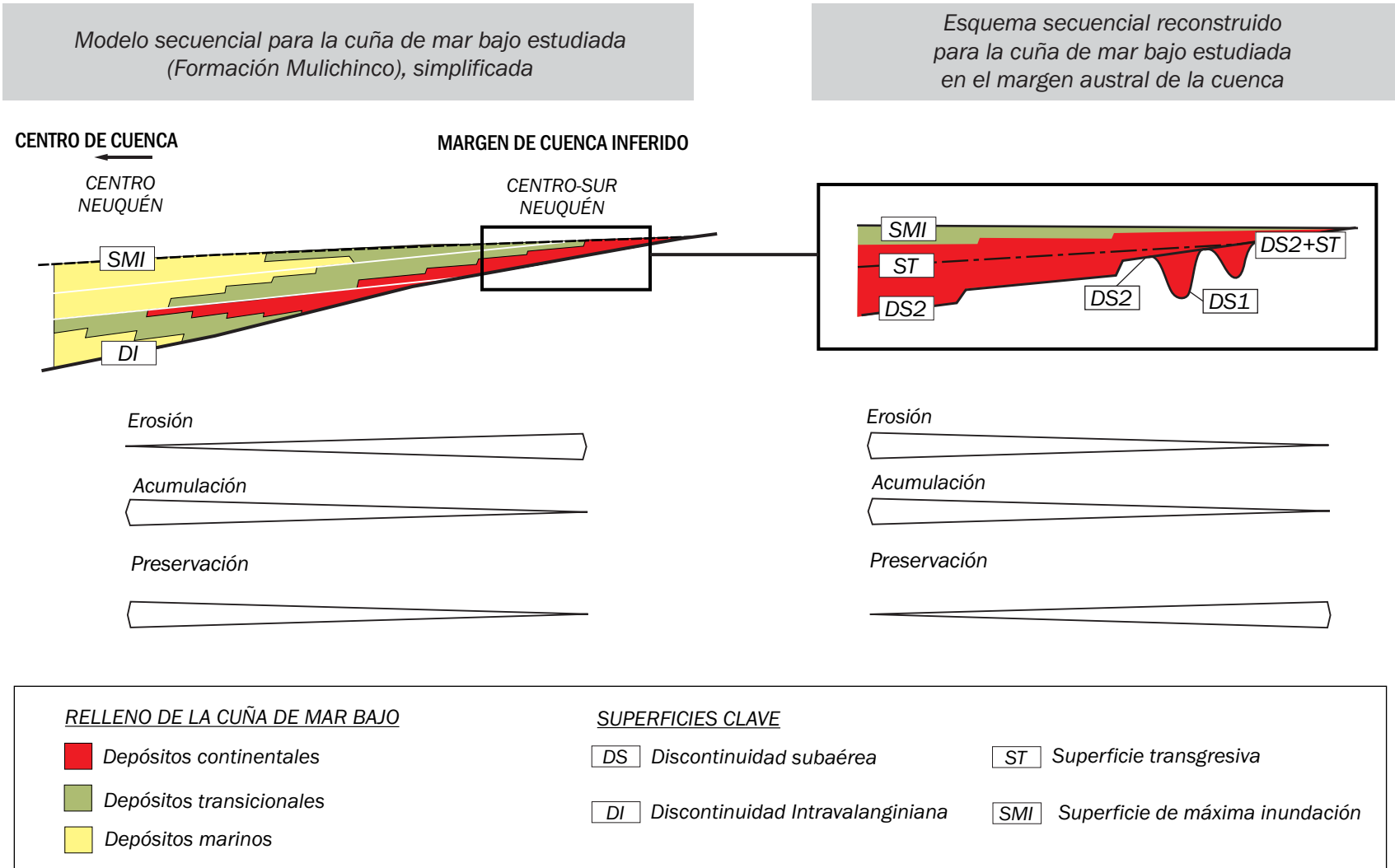


Figura 8.6. Esquema secuencial de una cuña de mar bajo estudiada correspondiente a la Formación Mulichinco (simplificada de Schwarz et al., 2006) y esquema secuencial reconstruido para cuña de mar bajo estudiada en el margen austral de la cuenca. Para dichos esquemas se indican tendencias generales vinculadas a cada uno de los casos.

En este estudio, en el sector de margen de cuenca estudiado se reconocieron dos episodios de cambio en la configuración de los sistemas de acumulación originados en el transcurso de un mismo evento caída del nivel de base, los cuales se encuentran representados por diferentes superficies de discontinuidad subaérea (DS1 y DS2). Estas superficies muestran diferente expresión morfológica y jerarquía (Fig. 8.4; 8.5), no obstante, ambas se tratan de superficies regionales. También, el hiato asociado al labrado de cada una de las superficies varía estratigráficamente (Fig. 8.5). De esta manera, las superficies DS1 y DS2 y la variabilidad del registro de los intervalos que delimitan, definen para la cuña de mar bajo estudiada una arquitectura compleja. En este sentido, la elaboración de un esquema de evolución regional y la evaluación de la jerarquía asociada a cada una de las discontinuidades subaéreas fue clave en la comprensión de esta arquitectura.

Independientemente del modelo secuencial aplicado, ambos episodios de reconfiguración de los sistemas deposicionales habrían sido desarrolladas en el comienzo y el final de una regresión forzada (Catuneanu, 2006) (Fig. 8.6). De acuerdo al modelo clásico de una regresión forzada (Posamentier y Allen, 1999), a partir del inicio de la caída del nivel de base, bajo estas circunstancias en los márgenes de cuenca dominarían procesos de erosión y no acumulación (Fig. 8.6), con el consecuente labrado de una discontinuidad subaérea (DS1). Posteriormente, la acumulación en los valles incididos sería restringida (Cantalamesa y Di Celma, 2004). De esta manera, durante el siguiente pulso de caída del nivel de base tendría lugar la erosión de la superficie (DS1) y el registro asociado al primer pulso, con el siguiente labrado de la superficie DS2. En este contexto, aguas arriba de la superficie DS2 estaría representada una superficie compuesta DS1+DS2 con una mínima presencia de depósitos asignables a la regresión forzada. Sin embargo, en el margen de cuenca estudiado, las superficies DS1 y DS2 se encuentran separadas estratigráficamente por el registro correspondiente a la sección media. La ocurrencia y la preservación de esta sección habrían estado determinadas y favorecidas por un evento puntuado de ascenso del nivel de base de corto término, a partir de la cual habría tenido lugar la agradación de los sistemas fluviales, eólicos y fluvio-eólicos integrantes de la sección media.

Por otro lado, la distribución espacial y temporal del hiato (Fig. 8.5) asociado a cada una de las superficies de discontinuidad, muestra que la pérdida de registro durante el labrado de las superficies de discontinuidad es mayor hacia sectores centrales de cuenca, respecto a los márgenes (Fig. 8.6). Esta tendencia se opone a lo sugerido por los modelos secuenciales, los cuales indican para una caída relativa del nivel del mar, una mayor pérdida de registro por erosión hacia los márgenes de cuenca (*compárese con figura 5.5, en Catuneanu, 2006*). Este estudio demuestra que en uno de los márgenes de la cuenca, se

encuentran no sólo registradas las expresiones individuales de cada uno de los episodios de reconfiguración paleogeográfica (Fig. 8.6), sino también, gran parte de los estadios evolutivos previos. Comúnmente, el relleno de las cuñas se desarrolla en principio en sectores centrales de cuenca y comprenden depósitos marinos (Fig. 8.6), mientras que en los sectores de margen predominan procesos de erosión y no acumulación, por lo que el registro usualmente es incompleto en espesor y en el diseño de apilamiento de facies (Gawthorpe *et al.*, 2000). La sucesión continental estudiada en el margen austral de la cuenca, incluye depósitos acumulados en forma excepcional a partir cambios en la posición del nivel de base, durante condiciones generales de mar bajo. Como resultado, la distribución estratigráfica del hiatus y la geometría de los depósitos asociados a los diferentes episodios de reconfiguración paleogeográfica reconocidos dentro de la sucesión estudiada, difieren de lo explicado para los modelos de cuñas generadas durante una regresión forzada. De esta forma, el caso de estudio de este trabajo demuestra que los márgenes de cuencas semi-cerradas, tectónicamente activas, podrían constituir lugares exclusivos para el estudio de sistemas continentales en contexto de mar bajo y el reconocimiento de cambios significativos en las condiciones de acomodación y en las configuraciones adoptadas.

8.6 IMPLICANCIAS DEL ESTUDIO DE CUÑAS DE MAR BAJO EN LA CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS

Los depósitos de la Formación Mulichinco ubicados en el subsuelo del área de estudio forman parte de los principales reservorios de la Cuenca Neuquina. En particular, los depósitos de esta unidad ubicados en los campos El Mangrullo y Rincón del Mangrullo producen anualmente un 79% y 35% de su gas asociado a estos reservorios (Gutierrez Schmidt y Alonso, 2015). En este contexto, la comprensión de la arquitectura presente en la cuña de mar bajo estudiada, adquiere fundamental importancia en lo que respecta a la construcción de un modelo estratigráfico y sedimentológico predictivo para los bloques gasíferos integrantes del área de estudio.

La compartimentalización de reservorios consiste en la presencia de límites sellados dentro de una unidad, los cuales limitan y/o hasta impiden la movilidad del fluido dentro de la roca hospedante (Jolley *et al.*, 2010). La presencia de compartimientos, impacta en forma directa en el volumen de petróleo o gas móvil potencialmente extraíble, restringiendo el volumen de reservas estimado. De esta manera, la compartimentalización de reservorios representa una problemática tridimensional la cual debe ser estudiada con precisión durante la evaluación de un yacimiento. Esta evaluación requiere del desarrollo de modelos

tridimensionales confiables de las unidades en las cuales se alojan los hidrocarburos. Las cuñas de mar bajo caracterizadas por arquitecturas complejas, definen intervalos o secciones delimitadas por superficies de discontinuidad las cuales potencialmente, podrían llegar a delimitar o separar unidades reservorio. En este sentido, este estudio constituye un aporte significativo en la caracterización de procesos y ambientes depositacionales, en la determinación de heterogeneidades a distintas escalas y en la generación de modelos conceptuales para diferentes sistemas de acumulación reconocidos dentro de la cuña de mar bajo estudiada.

En particular, en lo que respecta a la cuña de mar bajo analizada en este trabajo, si bien ya ha sido intensamente estudiada en los afloramientos, poco se conoce aún acerca de su extensión, anatomía interna y distribución de facies arenosas en el subsuelo. En este contexto, el modelo de evolución estratigráfico desarrollado en este trabajo representa una contribución en el entendimiento de la morfología de la cuña de mar bajo, la escala y el diseño de las superficies de discontinuidad regionales asociadas y la arquitectura estratigráfica interna que caracteriza a la cuña. Con lo dicho, el modelo de evolución aquí propuesto provee de un esqueleto estratigráfico robusto el cual, ya ha sido aplicado para la interpretación de geometrías sísmicas y la elaboración de un modelo estratigráfico predictivo, en el análisis regional de la cuña de mar bajo ubicada en el subsuelo (Arismendi *et al.*, 2016). Según este estudio sísmico, las superficies DS2 y SMI (véase capítulo 7) reconocidas en este trabajo se encuentran representadas por reflectores muy bien definidos, los cuales fueron asignados a la base y el tope de la cuña, respectivamente. De esta manera, el mapeo de estos reflectores permitió delimitar y ajustar la geometría externa de la cuña de mar bajo en el subsuelo. Como resultado de estudio sísmico, fueron identificados nuevos *plays* de areniscas *tight* dentro de la cuña de mar bajo y fue propuesto un nuevo modelo de exploración regional.

Una siguiente escala en la caracterización de reservorios se vincula a la presencia de heterogeneidades regionales dentro de la cuña de mar bajo. En este sentido, el análisis del desarrollo de barreras de permeabilidad vinculadas a superficies de discontinuidad cobra fundamental importancia. En particular, la ocurrencia de una diagénesis temprana durante el labrado de las superficies de discontinuidad, puede promover a una pérdida de la porosidad en los depósitos asociados las superficies, y resultar en el desarrollo de barreras potenciales para la migración de fluidos (Potocki *et al.*, 1999). En particular, los depósitos arenosos cuspidales de la sección media (depósitos eólicos del estadio 3) que subyacen en forma inmediata a la superficie DS2, presentan un alto grado de bioturbación como así también, un grado de diagénesis elevado (Godino, 2008). De esta manera, dichos depósitos

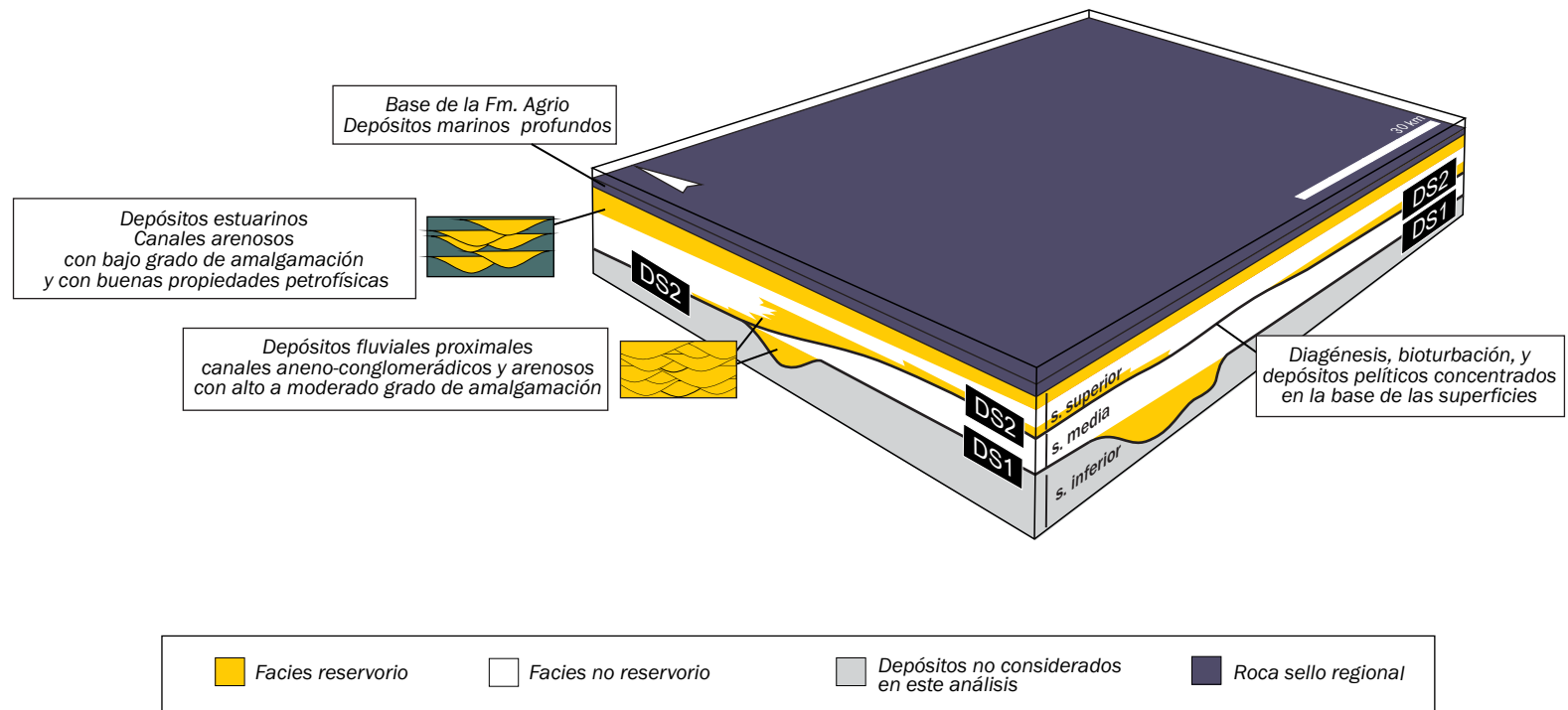


Figura 8.7. Distribución de facies reservorio dentro de la cuña de mar bajo estudiada. Se indican posibles compartimientos 1 y 2, delimitados en la base por las superficies de discontinuidad DS1 y DS2, respectivamente.

muestran una disminución significativa en su permeabilidad, por lo que podrían representar potenciales barreras de permeabilidad. De esta manera, las superficies de discontinuidad DS1 y DS2, según los resultados de este trabajo, se extienden en una escala regional donde la superficie DS2 trunca a la superficie DS1. De esta manera, dichas superficies podrían potencialmente delimitar compartimientos mayores dentro de la cuña de mar bajo (compartimientos 1 y 2, Fig. 8.7), representados por las secciones media y superior.

En lo que respecta a las heterogeneidades presentes en los depósitos que integran el relleno de la cuña de mar bajo, distintos estudios de subsuelo identificaron potenciales reservorios dentro de la sucesión bajo estudio. Zardo *et al.* (2008) reconocieron un mejoramiento en las características petrofísicas para a los depósitos eólicos ubicados en la base de la sección media (en este caso, no fueron identificados por los autores los depósitos fluviales correspondientes al estadio 2), y a los depósitos estuarinos del tope de la sección superior. Por su parte, Godino (2008) señala a los depósitos fluviales de la base y los depósitos estuarinos del tope de la sección superior, como los de mejores cualidades como reservorios.

El esquema de evolución regional desarrollado en este trabajo, permite predecir la continuidad regional asociada a los distintos reservorios indicados por los autores. Los depósitos eólicos integrantes de sección media comúnmente muestran evidencias de cementación y su estructura original se presenta perturbada por bioturbación, por lo que su calidad como reservorio es potencialmente baja a moderada. Estos depósitos tendrían una distribución espacial restringida al área de estudio y probablemente no se encuentren representados hacia el norte de la misma, ya que según el esquema de evolución regional aquí elaborado, la superficie DS2 trunca por completo los depósitos eólicos y fluvio-eólicos del estadio 3 desde el sector central y hacia el norte del área de afloramientos (Fig. 7.1). Por su parte, los depósitos fluviales ubicados en la base de la sección media y en la base de la sección superior muestran valores moderados a altos en la relación canal/planicie de inundación, por lo que alcanzarían un alto valor de *net-to-gross* y en este sentido, una mejor calidad como reservorio (Fig. 8.7). No obstante, en el primer caso, la extensión lateral de estos depósitos fluviales es limitada y su distribución espacial estaría controlada por la geometría y escala de valles incididos. En el segundo caso, los depósitos fluviales de la base de la sección superior presentan una buena extensión lateral. No obstante, estos depósitos se vinculan espacialmente hacia el norte del área de estudio con depósitos fluviales distales caracterizados por bajos valores de *net-to-gross*. Finalmente, los depósitos estuarinos del tope de la sección superior comprenden depósitos de estuario interno representados por rellenos de canales terminales de muy buenas características petrofísicas que intercalan

con depósitos de planicies subácueas portadoras de materia orgánica. Estas características petrofísicas le confieren a los depósitos una buena calidad como reservorio. Estos depósitos muestran una amplia continuidad lateral, por lo que probablemente se extiendan hacia el norte del área de estudio (Fig. 7.1; 8.7). Adicionalmente, los depósitos del estadio 6 se ubican por debajo de un potente intervalo integrado por pelitas de offshore, que representan una buena roca sello de carácter regional (Fig. 8.7).

CONCLUSIONES

- ▷ La sucesión valanginiana continental y transicional estudiada en el centro-sur de Neuquén (Sierra de la Vaca Muerta y área de subsuelo adyacente) muestra importantes cambios verticales y laterales de facies, los cuales fueron reconocidos mediante el relevamiento de 11 perfiles sedimentológicos de detalle. Esta sucesión se compone de 26 facies sedimentarias, las cuales se agrupan según su relación vertical y lateral en 8 asociaciones de facies marinas y transicionales (P, BD, BP, CT, PS, CD, DCE y DMS) y 8 asociaciones de facies continentales (DE, ME, CE, CEG, CEA, CM, PI y DCD).
- ▷ La sucesión estudiada comprende el registro de 5 sistemas de acumulación principales. Dos de estos sistemas son de origen transicional, y corresponden a un sistema deltaico y otro estuarino. Dichos sistemas, se distribuyen respectivamente en el intervalo basal y superior de la sucesión. Por otro lado, se identificaron 3 sistemas netamente continentales, un sistema fluvial, uno eólico y otro fluvio-eólico.

El *sistema deltaico* habría sido fluvio-dominado con influencia de olas. Aguas arriba de la línea de costa se extendía una amplia planicie deltaica (CD, CT, PS) desde donde se exportaban sedimentos hacia el norte-noreste de la cuenca. En los sectores distales se expandía una zona de frente deltaico (BD, BP), en donde ocasionalmente la acción dominante de la descarga fluvial era modificada por la acción de las olas.

El *sistema fluvial* comprendía un sector proximal representado por canales entrelazados (CEG, CEA) que gradaban hacia un sector distal a canales meandrosos asociado a planicies de inundación finas. Estos componentes conformaban un sistema fluvial perenne, aunque durante períodos de cese en la descarga los depósitos fluviales podían ser retrabajados por el viento. Este sistema presentaba una dirección de transporte de sedimento hacia el noreste-norte.

Por su parte, el *sistema eólico* se integraba principalmente por dunas simples, barjanoides a transversales, separadas por interdunas que en circunstancias recibían la influencia del nivel freático, y por mantos eólicos. Estas formas se distribuían respectivamente desde el centro hacia el margen interno de un erg, y habrían sido construidas a partir de la acción de vientos provenientes del oeste-sudoeste.

El *sistema fluvio-eólico* comprendía mantos eólicos, dunas eólicas, canales efímeros y depósitos de crecidas distales. Este sistema se caracterizaba por una interacción entre procesos eólicos y fluviales, por lo que el sistema podía presentar una influencia mixta o un dominio fluvial. La dinámica de este sistema habría estado controlada por la estacionalidad de las precipitaciones las cuales proveían de agua a los cursos efímeros que transportaban sedimentos principalmente desde el sur. Por su parte, durante períodos de sequía y aridez eran construidas pequeñas dunas eólicas transversales.

El *sistema estuarino* identificado habría estado dominado por la acción de las olas. Este sistema comprendía un estuario interno conformado por canales terminales (CT) y planicies subáreas (PS) cuya acumulación era motorizada por descargas fluviales provenientes del SO. Los canales terminales descargaban plumas suspensivas y flujos diluidos hacia el sector central del estuario (DCE). El sistema también incluía un sector externo vinculado al ámbito marino abierto, representado por barras y depósitos marinos someros (DMS) que eran construidas por la acción de las olas en dirección paralela a la línea de costa sudeste-noroeste.

- ▷ Los sistemas continentales y transicionales valanginianos ubicados en el centro-sur de Neuquén habrían evolucionado en espacio y tiempo durante 6 estadios evolutivos.

El *primer estadio* representa parte de la evolución de un sistema deltaico en pleno desarrollo desde el límite Berriasiano-Valanginiano. Durante este estadio, los sectores proximales del sistema se ubicaban hacia el sudoeste y sudeste del área de estudio, mientras que los sectores distales se ubicaban hacia el norte de la misma. Las sucesiones deltaicas se habrían apilado con ciclos de alta frecuencia.

El *segundo estadio* representa un evento de continentalización generalizada y el reemplazo abrupto del sistema previo, por sistemas fluviales y fluvio-eólicos con una dirección de transporte orientada hacia el norte. La sucesión muestra en general un arreglo agradacional. La base de este estadio corresponde a una discontinuidad subaérea (DS1) regional, desarrollada durante un descenso relativo del nivel de base.

El *tercer estadio* representa la instalación y expansión de sistemas eólicos y fluvio-eólicos, por sobre los sistemas fluviales previos. La sucesión muestra una tendencia vertical de humidificación en respuesta a la influencia progresiva del nivel freático sobre la superficie de acumulación. La base de este estadio corresponde a una superficie de

deriva de arena de gran escala (SDA). Este tercer estadio habría evolucionado durante un ascenso relativo del nivel de base.

El *cuarto estadio* representa la reinstalación de un sistema fluvial en toda el área de estudio, el cual se habría vinculado con áreas de aporte ubicadas al sur y oeste. Este estadio muestra un arreglo interno agradacional y se delimita en la base por una discontinuidad subaérea (DS2) regional, de bajo relieve, y con un aumento notorio en el gradiente hacia el norte del área de estudio. Esta superficie representa un nuevo descenso relativo del nivel de base.

El *quinto estadio* representa el desplazamiento del sistema fluvial hacia el interior del continente, asociado a la expansión contemporánea de un subsistema fluvial distal y uno fluvio-eólico de dominio fluvial, ubicados en el oeste y este del área de estudio respectivamente. Los cursos transportaban material hacia el norte, y perdían confinamiento y capacidad de transporte hacia el este del área de estudio. En este sector, los cauces alcanzaban su desecación y sus depósitos eran posteriormente retrabajados por el viento. El intervalo asociado muestra un arreglo retrogradacional. El inicio y la evolución de este estadio habrían ocurrido en respuesta a un ascenso relativo del nivel del mar. En este contexto, la superficie basal del estadio representa una superficie transgresiva (ST).

El *sexto estadio* representa la migración de la línea de costa hacia el sur del área de estudio, con la instalación de un sistema estuarino dominado por olas, y su retrogradación en el tiempo. En este este estadio los subambientes fluvial distal y fluvio-eólico con dominio fluvial habrían sido transgredidos y erosionados en respuesta a un ascenso relativo del nivel del mar. La base de este estadio es una superficie neta y diacrónica, la cual no conlleva significado secuencial.

- ▷ En el margen de la cuenca estudiado, se encuentra registrado un período de cambio en la configuración de los sistemas continentales valanginianos durante condiciones de mar bajo, en respuesta un evento de caída del nivel de base de largo término. Este evento se habría desarrollado como resultado de la acción combinada de la tectónica y eustacia, que determinaron una tasa de acomodación negativa y un incremento en la tasa de producción de sedimentos.
- ▷ En forma particular, la ocurrencia de un pulso de ascenso del nivel de base de corto término, habría favorecido la agradación excepcional de los sistemas continentales

valanginianos durante las condiciones de mar bajo. Este pulso podría deberse a la desactivación de los controles eustático, y en menor medida tectónico, que interrumpió eventualmente las condiciones generales de descenso del nivel de base.

- ▷ En el margen de cuenca estudiado se encuentran registrados dos episodios de significativa erosión y reconfiguración paleogeográfica vinculados a condiciones de marcado descenso en el nivel de base, separados estratigráficamente dentro del registro de la cuña de mar bajo.
- ▷ La diferente expresión asociada a los episodios de reconfiguración de cuenca sería el resultado de la influencia de elementos específicos asociados a los controles eustático y tectónico, tales como, el diseño de la curva del nivel de base durante el descenso y la fisiografía de la cuenca. La expresión asociada al primer episodio podría explicarse por un descenso del nivel de base de significativa amplitud y/o período breve, o bien, haber sido favorecida por la fisiografía del lecho marino expuesto durante la caída del nivel de base. Por su parte, la expresión del segundo episodio, sería el resultado de un descenso del nivel de base de baja amplitud y tiempo prolongado.
- ▷ Como resultado de dichos episodios, habría tenido lugar el desarrollo de discontinuidades subaéreas (DS1 y DS2), la cuales segmentan a la sucesión de interés en tres secciones estratigráficas (inferior, media y superior) conformadas por uno o más estadios evolutivos. La superficie DS2 trunca a la superficie DS1 en el norte del área de estudio y se correlaciona con la Discontinuidad Intravalanginiana descrita en el sector centro-norte de Neuquén.

Los depósitos transicionales de la sección inferior corresponden a la Formación Quintuco. Por su parte, los depósitos continentales contemporáneos a la Formación Quintuco, asignables a la Formación Bajada Colorada no fueron reconocidos en el área de estudio. De esta manera, los depósitos continentales de la sección media representarían una nueva unidad formacional, denominada en este trabajo como Formación Rincón del Mangrullo. Finalmente, los depósitos continentales y transicionales de la sección superior corresponden a la Formación Mulichinco.

- ▷ La expresión asociada a la Discontinuidad Intravalanginiana fue reinterpretada en el margen austral de la cuenca como una superficie de discontinuidad subaérea generada a partir de una caída del nivel de base prolongada.

- ▷ El análisis sedimentológico de los sistemas continentales ubicados en el margen de cuenca estudiado representa un aporte significativo en la comprensión de la extensión, anatomía interna y distribución de facies arenosas dentro de la cuña de mar bajo en la región del subsuelo. En este sentido, el esquema de evolución estratigráfico que aquí se presenta, tiene implicancias para el reconocimiento y la caracterización de heterogeneidades a distintas escalas y en la elaboración de nuevos modelos conceptuales para diferentes sistemas de acumulación reconocidos dentro de la cuña en el subsuelo.
- ▷ En el margen de cuenca estudiado, el registro asociado a la evolución de los sistemas continentales valanginianos durante condiciones de mar bajo, incluye depósitos acumulados en forma excepcional durante cambios en la posición del nivel de base. Como resultado, la distribución estratigráfica del hiatus y la geometría de los depósitos asociados a los diferentes episodios de reconfiguración paleogeográfica reconocidos dentro de la sucesión estudiada, difieren de lo explicado para los modelos de cuñas generadas durante una regresión forzada. De esta forma, el caso de estudio de este trabajo demuestra que los márgenes de cuencas semi-cerradas, tectónicamente activas, podrían constituir lugares exclusivos para el estudio de sistemas continentales en contexto de mar bajo y el reconocimiento de cambios significativos en las condiciones de acomodación y en las configuraciones adoptadas.

BIBLIOGRAFÍA

- ABBOTT, S. T., 1997. Mid-cycle condensed shellbeds from mid-Pleistocene cyclothems, New Zealand: implications for sequence architecture. *Sedimentology*, 44 (5): 805-824.
- ADAMS, M. M., y J. P. BHATTACHARYA, 2005. No change in fluvial style across a sequence boundary, Cretaceous Blackhawk and Castlegate Formations of central Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (6): 1038-1051.
- AGUIRRE-URRETA, M. B., 1998. The ammonites *Karakaschiceras* and *Neohoploceras* (Valanginian Neocomitidae) from the Neuquén Basin, west-central Argentina. *Journal of Paleontology* 72(1): 39-59.
- AGUIRRE-URRETA, M. B. y P. F. RAWSON, 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine*, 134: 449-458.
- AGUIRRE-URRETA, M. B. y P. F. RAWSON, 1999a. Stratigraphic position of Valanginites, *Lissonia* y *Acantholissonia* in the Lower Valanginian (Lower Cretaceous) ammonite sequence of the Neuquén Basin, Argentina. En: Olóriz y Rodríguez-Tovar (Eds.): *Advancing Research on Living and Fossils Cephalopods*: 521-529. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York.
- AGUIRRE-URRETA, M. B. y P. F. RAWSON, 1999b. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: *Viluceras*, a new Valanginian subgenus of *Olcostephanus*. *Cretaceous Research*, 20: 343- 57.
- AGUIRRE-URRETA, M. B., G. D. PRICE, A. H. RUFFELL, D. G. LAZO, R. M. KALIN, N. OGLE y P. F. RAWSON, 2008. Southern Hemisphere Early Cretaceous (Valanginian-Early Barremian) carbon and oxygen isotope curves from the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 29 (1): 87-99.
- AGUIRRE-URRETA, B., D. G. LAZO, M. GRIFFIN, V. VENNARI, A. M. PARRAS, C. CATALDO, R. GARBEROGLIO y L. LUCI, 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. En: Leanza, H.A. et al. (Eds.) *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*, 18 Congreso Geológico Argentino, Relatorio, p. 465-488.
- AINSWORTH, R. B., S. S. FLINT y J. A. HOWELL, 2008. Predicting coastal depositional style: influence of basin morphology and accommodation to sediment supply ration within a sequence stratigraphic framework. En: Hampson, G.J., Steel, R.J., Burgess, P.M., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Recent Advances in Models of Shallow-Marine Stratigraphy*: SEPM Special Publication 90: 237–263.
- ALLEN J. R. L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33: 237–293.
- ALLEN, G. P., y H. W. POSAMENTIER, 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Research*, 63 (3).
- ANDERSON, P. B., T. C. JR CHIDSEY, T. A. RYER, R. D. ADAMS y K. MCCLURE, 2004. Geologic Framework, Facies, Paleogeography, and Reservoir Analogs of the Ferron Sandstone in the Ivie Creek Area, East-Central Utah. En: Chidsey, T.C. Jr, Adams, R.D. y Morris, T.H. (Eds), *Regional to Wellbore Analog for Fluvial-Deltaic Reservoir Modeling: The Ferron Sandstone of Utah*. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, 50: 331–356.
- ANTHONY, E. J., L. M. OYÉDÉ, y J. LANG, 2002. Sedimentation in a fluvially infilling, barrier-bound estuary on a wave-dominated, microtidal coast: the Ouémé River estuary, Benin, west Africa. *Sedimentology*, 49 (5): 1095-1112.

- ARCHANGELSKY, S., A. BALDONI, J. GAMERRO y J. SEILER, 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina austral. III. Distribución de las especies y conclusiones. *Ameghiniana*, 21 (1): 15-33.
- ARISMENDI, S. M., M. E. PASCARIELLO, M. F. RINCÓN, E. SCHWARZ y M. S. OLIVO, 2016. Seismic Architecture and Anatomy of a Basin-Scale Lowstand Wedge (Mulichinco Fm, Argentina): Implications for Tight Reservoirs Exploration. *AAPG Annual Convention and Exhibition*, Calgary, Alberta, Canadá.
- ARREGUI, C., O. CARBONE y R. MARTÍNEZ, 2011a. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. En H. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. C. Danieli, & J. M. Vallés (Eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*. Relatorio del 18vo Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, p. 77-89.
- ARREGUI, C., O. CARBONE y F. SATTLER, 2011b. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la Cuenca Neuquina. En H. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. C. Danieli, y J. M. Vallés (Eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén*. Relatorio del 18vo Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, p. 91-98.
- BEVERAGE, J. P. y J. H. CULBERTSON, 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs., J. Hydraul. Div.* 90, 117–128.
- BHATTACHARYA, J. P. y R. C. WALKER, 1991. River- and wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 39: 165-191.
- BHATTACHARYA, J. P., 2006. Deltas, En: *Facies Models revisited*, Walker, R.G., and Posamentier, H., (Eds.) SEPM Special Publication, 84: 237-292.
- BHATTACHARYA, J. P., y L. GIOSAN, 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50: 187-210.
- BLUM, M. D., 1994. Genesis and architecture of incised valley fill sequences: A late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas. En Weimer, P., and Posamentier, H., (Eds.), *Siliciclastic sequence stratigraphy: Recent developments and applications*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 58, p. 259–284
- BLUM, M.D., y T. TORNQUIST, 2000. Fluvial response to climate and sea level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47: 2–48.
- BLUM, M., J. MARTIN, K. MILLIKEN, y M. GARVIN, 2013. Paleovalley systems: insights from Quaternary analogs and experiments. *Earth-Science Reviews*, 116: 128-169.
- BOURQUIN, S., F. GUILLOCHEAU y S. PÉRON, 2009. Braided rivers within an arid alluvial plain (example from the Lower Triassic, western German Basin): recognition criteria and expression of stratigraphic cycles. *Sedimentology*, 56 (7): 2235-2264.
- BOYD, R., R. W. DALRYMPLE y B. A. ZAITLIN, 2006. Estuarine and incised-valley facies models. En: Posamentier, H. W y Walker, R. G. (Ed). *Facies models revisited*. Tulsa, Okla. SEPM Special Publication 84: 171-235.
- BRIDGE, J. S., 1985. Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 579–589
- BRIDGE, J. S., 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 40 (4): 801-810.
- BRIDGE, J. S., 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Publishing, Oxford, p. 491.

- BRIDGE, J. S., 2006. Fluvial facies model: recent developments. En: *Facies Models Revisited*. H.W. Posamentier y R.G. Walker (Eds.) SEPM Special Publication 84: 85-170.
- BRIDGE, J. S., G. A. JALFIN y S. M. GEORGIEFF, 2000. Geometry, lithofacies, and spatial distribution of cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: outcrop analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research*, 70 (2): 341-359.
- BRIDGE, J. S. y R. V. DEMICO, 2008. *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press, p. 815.
- BRIDGLAND D. y R. WESTAWAY, 2008. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, 98: 285 - 315
- BRIERLEY, G. J., y E. J. HICKIN, 1991. Channel planform as a non-controlling factor in fluvial sedimentology: the case of the Squamish River floodplain, British Columbia. *Sedimentary Geology*, 75 (1), 67-83.
- BRIERLEY, G. J., R. J. FERGUSON y K. J. WOOLFE, 1997. What is a fluvial levee?. *Sedimentary Geology*, 114 (1): 1-9.
- BRISTOW, C. S., 1996. Reconstructing fluvial channel morphology from sedimentary sequences. In Dawson, M., and Carling, P. (Eds.) *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*. Wiley and Sons. p. 351-371.
- BRISTOW, C. S., y J. L. BEST, 1993. Braided rivers: perspectives and problems. *Geological Society of London*, Special Publications, 75 (1): 1-11.
- BROMLEY, R. G., 1996, *Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications*, 2nd edition: Chapman and Hall, London, p. 361.
- BROOKFIELD, M. E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24: 303-332.
- BUATOIS, L. A., 2011. *Iconología de la Formación Mulichinco (Cretácico) en el campo El Mangrullo*, Cuenca Neuquina. Informe técnico final. Inédito
- BUATOIS, L. A. y M. G. MÁNGANO, 2011. *Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press. Cambridge.
- CANTALAMESSA, G. y C. DI CELMA, 2004. Sequence response to syndepositional regional uplift: insights from high-resolution sequence stratigraphy of late Early Pleistocene strata, Periadriatic Basin, central Italy. *Sedimentary Geology*, 164 (3): 283-309.
- CARBONE, O., J. FRANZESE, M. LIMERES, D. DELPINO y R. MARTÍNEZ, 2011. El ciclo Precuyano (Triásico tardío-Jurásico temprano) en la Cuenca Neuquina. En H. Leanza, Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Valles, J.M. (Eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. XVIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, pp. 63-76, Buenos Aires.
- CATUNEANU, O., 2002. Sequence Stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35 (1): 1-43.
- CATUNEANU, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam.
- OCTAVIAN CATUNEANU, V. ABREU, J. P. BHATTACHARYA, M. D. BLUM, R. W. DALRYMPLE, P. G. ERIKSSON, CHRISTOPHER R. FIELDING, W. L. FISHER, W. E. GALLOWAY, M. R. GIBLING, K. A. GILES, J. M. HOLBROOK, R. JORDAN, C. G. ST.C. KENDALL, B. MACURDA, O. J. MARTINSEN, A. D. MIAL, J. E. NEAL, D. NUMMEDAL, L. POMAR, H. W. POSAMENTIER, B. R. PRATT, J. F. SARG, K. W. SHANLEY, R. J. STEEL, A. STRASSER, M. E. TUCKER, AND C. WINK, 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92 (1): 1-33.

- CLEMMENSEN, L. B. y H. TIRSGAARD, 1990. Sand-drift surfaces: A neglected type of bounding surface. *Geology*, 18 (11): 1142-1145.
- CLIFTON, E. H., 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. En: *Facies Models Revisited*. H.W. Posamentier y R.G. Walker (Eds.) SEPM Special Publication 84, 293-337.
- COLLINSON, J. D. y D. B. THOMPSON, 1989. *Sedimentary structures*, Second edition. Chapman y Hall, London. P. 207.
- COLLINSON, J. D., N. MOUNTNEY y D. THOMPSON, 2006. *Sedimentary Structures*. Tercera Edición. Terra Publishing. Harpenden, England, p. 292.
- COMITÉ ARGENTINO DE ESTRATIGRAFÍA (CAE), 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina Serie B N° 20:1-64, Buenos Aires
- COOPER, J. A. G., 1993. Sedimentation in a river dominated estuary. *Sedimentology*, 40 (5): 979-1017.
- COOPER, J. A. G., 1994. Sedimentary processes in the river-dominated Mvoti estuary, South Africa. *Geomorphology*, 9 (4): 271-300.
- CORBEANU, R.M., M. C. WIZEVICH, J. P. BHATTACHARYA, X. ZENG, y G.A. MCMECHAN, 2004. Three-dimensional architecture of ancient lower delta-plain point bars using ground-penetrating radar, Cretaceous Ferron Sandstone, Utah. En: *The Fluvial-deltaic Ferron Sandstone: Regional to Wellbore Scale Outcrop Analog Studies and Applications to Reservoir Modeling* (Eds T.C. Chidsey, R.D. Adams and T.H. Morris), AAPG Stud. Geol., 50: 427–449.
- CRONIN, S. J., V. E. NEALL, J. A. LECOINTRE y A. S. PALMER, 1997. Changes in Whangaehu river lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Ruapehu volcano, New Zealand. *Journal of volcanology and geothermal research*, 76 (1): 47-61.
- DALRYMPLE, R. W., 1992. Tidal Depositional Systems. En: H. G. Walker y N. P. James (Eds.), *Facies models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 195-218. Ontario.
- DALRYMPLE, R. W. y B. A., ZAITLIN, 1994. High-resolution sequence stratigraphy of a complex, incised valley succession, Cobequid Bay-Salmon River Estuary, Bay of Fundy, Canada. *Sedimentology*, 41: 1069–1091.
- DALRYMPLE, R. W. y K. CHOI, 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81 (3): 135-174.
- DAM, G. y F. ANDREASEN, 1990. High-energy ephemeral stream deltas; an example from the Upper Silurian Holmestrand Formation of the Oslo Region, Norway. *Sedimentary Geology*, 66 (3–4): 197-225.
- DASHTGARD, S. E., J. G. VENDITTI, P. R. HILL, C. F. SISULAK, S. M. JOHNSON y A. D. LACROIX, 2012. Sedimentation across the tidal–fluvial transition in the Lower Fraser River, Canada. SEPM, *The Sedimentary Record*, 10: 4–9.
- DIGREGORIO, J. H. y M. A. ULIANA, 1979. Cuenca Neuquina. En: J. C. M. Turner (Ed.), *Geología Regional Argentina*; Tomo II, Academia Nacional de Ciencias, p. 985-1032. Córdoba.
- DIGREGORIO, J. H., 1972. Neuquén. En: A.F. Leanza (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Centenario de la Academia Nacional de Ciencias p. 439-506. Córdoba.
- DUMAS, S. y R. W. C. ARNOTT, 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification: The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate, *Geology*, 34: 1073-1076.

- DUMAS, S., R. W. C. ARNOTT y J. B. SOUTHARD, 2005. Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (3): 501-513.
- DUNHAM, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, p. 108-121.
- EKDALE, A. A., R. G. BROMLEY y D. B. LOOPE, 2007. Ichnofacies of an ancient erg: a climatically influenced trace fossil association in the Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, USA. p. 562–576. En: *Trace Fossils. Concepts, Problems, Prospects*. Miller, W. (Ed.), Elsevier, Amsterdam.
- EMBRY, A. F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. Norwegian Petroleum Society, Special Publications, 5: 1-11.
- EMBRY, A. F. y J. E. KLOVAN., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N. W. T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- FERNÁNDEZ, M. L., H. VERZI, y E. SANCHEZ, 2003. Actividad Tectónica y Evolución Sedimentaria de los depósitos Tithoniano/Valanginiano Temprano, porción oriental de la Cuenca Neuquina–Argentina. VIII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en la Cuencas Subandinas.
- FIELD, J., 2001. Channel avulsion on alluvial fans in southern Arizona. *Geomorphology*, 37: 93–104.
- FIELDING, C. R., 2010. Planform and Facies Variability in Asymmetric Deltas: Facies Analysis and Depositional Architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the Western Henry Mountains, South-Central Utah, U.S.A., *Journal of Sedimentary Research*, 80: 455-479.
- FÖLLMI, K. B., 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35: 230-257.
- FOUCAULT, J. E., C. VAILLARD, y R. F. VIÑEZ, 1987. Estratigrafía de las unidades aflorantes a lo largo del curso inferior del Río Limay, provincias del Neuquén y Río Negro, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas: 139-142. San Miguel de Tucumán.
- FRANZESE, J. R. y L. A. SPALLETI., 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14 (3): 257-270.
- FRIEND, P. F., 1983. Toward the field classification of alluvial architecture or sequence, in *Modern and Ancient Fluvial Systems*, edited by J. D. Collinson and J. Lewin, Intl. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 6: 345-354,
- FRIEND, P. F., M. J. SLATER y R. C. WILLIAMS, 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Geological Society of London, Journal*, 136: 39–46
- FRYBERGER, S. G. y C. SCHENK., 1988. Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology*, 55: 1-16.
- GALLOWAY, W. E., 1975. Process framework for describing the morphologie and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: M. L. Broussard (Ed.), *Deltas, Models for Explorations*. Houston, *Geological Society of London*, p. 87-98.
- GANI, M. R., J. P. BHATTACHARYA, y J. A. MACEACHERN, 2005. Using ichnology to determine relative influence of waves, storms, tides and rivers in deltaic deposits: examples from Cretaceous Western Interior Seaway, U.S.A, in MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., and Pemberton, S.G., eds., *Applied Ichnology: SEPM, Core Workshop Volume*.
- GANI, M. R., y J. P. BHATTACHARYA, 2007. Basic Building Blocks and Process Variability of a Cretaceous Delta: Internal Facies Architecture Reveals a More Dynamic Interaction of River, Wave,

- and Tidal Processes Than Is Indicated by External Shape, *Journal of Sedimentary Research*, 77: 284-302.
- GAWTHORPE, R. L., M. HALL, I. SHARP y T. DREYER, 2000. Tectonically enhanced forced regressions: examples from growth folds in extensional and compressional settings, the Miocene of the Suez rift and the Eocene of the Pyrenees. *Geological Society of London, Special Publications*, 172 (1): 177-191.
- GIBLING, M. R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 731-770.
- GINGRAS, M. K., J. A. MACEACHERN, y S. G. PEMBERTON, 1998. A comparative analysis of the ichnology of wave- and river-dominated allomembers of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 46: 51-73.
- GINGRAS, M. K. y J. A. MACEACHERN, 2012. Tidal ichnology of shallow-water clastic settings. In *Principles of Tidal Sedimentology* (Davis, R.A., Jr. y Dalrymple, R.W. Eds.). Springer, p. 57-77. Berlin
- GOODBRED, S. L. J. y Y. SAITO, 2012. Tide-dominated deltas, En Davis, R.A, JR. y Dalrymple, R. W., eds., *Principles of Tidal Sedimentology*, Berlin, Springer, p. 129-149.
- GODINO, G., E. TORRE y D. ASTESIANO, 2008. Relación entre facies depositacionales, tipos de roca y producción en la Formación Mulichinco, Yacimiento de Aguada Pichana, Cuenca Neuquina. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Formato CD Rom. Mar del Plata.
- GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58, p. 110, Buenos Aires
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*: 177-208.
- GROEBER, P., P. N. STIPANICIC y A. MINGRAMM, 1953. Jurásico. En: Groeber, P. (Ed.): *Mesozoico. Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2 (1): 143- 347. Buenos Aires
- GUGLIOTTA, M., S. FLINT, D. M. HODGSON y G. D. VEIGA, 2015. Stratigraphic record of river-dominated crevasse subdeltas with tidal influence (Lajas Formation, Argentina). *Journal of Sedimentary Research*, 85 (3): 265-284.
- GULISANO, C. A., A. R. GUTIÉRREZ PLEIMLING y R. E. DIGREGORIO, 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 221-235. San Carlos de Bariloche.
- GULISANO, C. A. y A. R. GUTIÉRREZ PLEIMLING, 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin. Neuquén Province. Secretaría de Minería de la Nación, Publicación 158: 1-111, Buenos Aires.
- GUTIERREZ SCHMIDT, N. y M. ALONSO, 2015. Informe anual 2014 de la producción no convencional de petróleo y gas en la provincia de Neuquén. *Revista Petrotecnia*, Argentina, ISSN 0031-6598, Año LVI, N°3, p. 48-60.
- READING, H. G y J. D COLLINSON, 1996. Clastic coast, En: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, H.G Reading (Ed.), Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 154-231.
- HAMPSON, G. J., 2000. Discontinuity surfaces, clinoforms, and facies architecture in a wave dominated, shoreface-shelf parasequence. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 325-340.
- HANCOCK, G. S. y R. S. ANDERSON, 2002. Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. *Geological Society of America Bulletin*, 114 (9): 1131-1142.

- HARREL, J., 1984. A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections. *Journal of Sedimentary Research*, 2: 7-41.
- HASSAN, M. A. 2005. Characteristics of gravel bars in ephemeral streams. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (1): 29-42.
- HEIN, F. J. y R. G WALKER, 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, 14: 562-570.
- HERRIES, R. D., 1993, Contrasting styles of fluvial-eolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, U.S.A., in C. P. North and D. J. Prosser, eds., Characterization of fluvial and eolian reservoirs: *Geological Society of London*, Special Publication 73: 199-218.
- HOLBROOK, J. M. 1996. Complex fluvial response to low gradients at maximum regression: A genetic link between smooth sequence-boundary morphology and architecture of overlying sheet sandstone. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (4): 713-722.
- HOLBROOK, J. M., 2001. Origin, genetic interrelationships, and stratigraphy over the continuum of fluvial channel-form bounding surfaces: an illustration from middle Cretaceous strata, southeastern Colorado. *Sedimentary Geology*, 144: 179-222.
- HOLBROOK, J., R. W. SCOTT y F. E. OBOH-IKUENOBE, 2006. Base-level buffers and buttresses: a model for upstream versus downstream control on fluvial geometry and architecture within sequences. *Journal of Sedimentary Research*, 76 (1): 162-174.
- HOLBROOK, J. M. y J. P. BHATTACHARYA, 2012. Reappraisal of the sequence boundary in time and space: case and considerations for an SU (subaerial unconformity) that is not a sediment bypass surface, a time barrier, or an unconformity. *Earth-Science Reviews*, 113 (3): 271-302.
- HOPKINS, J. C., 1985. Channel-fill deposits formed by aggradation in deeply scoured superimposed distributaries of the Lower Kootenai Formation (Cretaceous), *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 42-52.
- HORNUNG, J. J., U. ASPRION y J. WINSEMANN, 2007. Jet-efflux deposits of a subaqueous ice-contact fan, glacial Lake Rinteln, northwestern Germany. *Sedimentary Geology*, 193 (1): 167-192.
- HOWELL, J., E. SCHWARZ, L. A. SPALLETTI y G. D. VEIGA, 2005. The Neuquén Basin: An overview. En: The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics, Veiga, G.; Spalletti, L.; Howell, J.; Schwarz, E. (Eds.) *Geological Society of London*, Special Publication 252: 1-14. Londres.
- HUNT, D. y M. E. TUCKER, 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81 (1-2): 1-9.
- HUNTER, R. E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-387.
- JOHNSON, C. L. y S. A. GRAHAM, 2004. Sedimentology and reservoir architecture of a synrift lacustrine delta, southeastern Mongolia. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (6): 770-785.
- JOLLEY, S. J., Q. J. FISHER, y R. B. AINSWORTH, 2010, Reservoir compartmentalization: An introduction, in S. J. Jolley, Q. J. Fisher, R. B. Ainsworth, P. J. Vrolijk, and S. Delisle, eds., Reservoir compartmentalization: *Geological Society of London*, Special Publication, 347: 1-8.
- KAY, S. M., V. A. RAMOS, C. MPODOZIS y P. SRUOGA, 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the middle Proterozoic in North America. *Geology*, 17: 324-328.

- KEIDEL, J., 1925. Sobre la Estructura tectónica de las Capas petrolíferas en el Oriente del Territorio del Neuquén. Miniserio de Agricultura de la Nación, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Publicación N°8, Vol 1, p. 67. Buenos Aires.
- KIDWELL, S. M., 1993. Influence of subsidence on the anatomy of marine siliciclastic sequences and on the distribution of shell and bone beds. *Geological Society of London, Journal*, 150: 165-167.
- KIDWELL, S. M. y D. W. J BOSENCE, 1991. Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. En Taphonomy, Releasing the Data Locked in the Fossil Record, P.A. Allison y D.E.G. Briggs (Eds.), New York: Plenum Press, p. 115-209.
- KLAUSEN, T. G., A. E. RYSETH, W. HELLAND-HANSEN, R. GAWTHORPE y I. LAURSEN, 2014. Spatial and temporal changes in geometries of fluvial channel bodies from the Triassic Snadd Formation of offshore Norway. *Journal of Sedimentary Research*, 84 (7): 567-585.
- KNIGHTON, A. D., y G. C. NANSON, 1994. Flow transmission along an arid zone anastomosing river, Cooper Creek, Australia. *Hydrological Processes*, 8 (2): 137-154.
- KOCUREK, G. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56. 193-206.
- KOCUREK, G. y R. H. DOTT, 1983. Jurassic paleogeography and paleoclimate of the central and southern Rocky Mountain region. En: Mesozoic Paleogeography of West-Central United States, M. W. Reynolds y E. D. Dolley (Eds.). Rocky Mountain Section, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 101-116.
- KOCUREK, G. y J. NIELSON, 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33: 795-816.
- KOCUREK, G., 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28 (6): 753-780.
- KOCUREK, G. y N. LANCASTER, 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46 (3): 505-515.
- KRAUS, M. J., S. J. HASIOTIS, 2006. Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 633-646.
- LANGFORD, R. P., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, 36: 1023-1035.
- LANGFORD, R.P. y M. A. CHAN, 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology*, 36: 1037-1051.
- LEANZA, H. A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina*, Revista, 28 (2): 97-132. Buenos Aires.
- LEANZA, H. A., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Ciencias Naturales B. Rivadavia*, 11 (2): 145-184.
- LEANZA, H. A. y C. A. HUGO, 1977. Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° L.S. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXXII (4): 248-264.
- LEANZA, H. A., C. A. HUGO y D. REPOL, 2001. Descripción de la Hoja Geológica 3969-I, Zapala. Zapala. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 275, p. 128. Buenos Aires.

- LEANZA, H. A., F. SATTLER, R. S. MARTÍNEZ, y O. CARBONE, 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío - Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. Relatorio XVIII Congreso Geológico Argentino. Actas: 113-129.
- LECLAIR, S. F. y J. S. BRIDGE, 2001. Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 713-716
- LEEDER, M. 1999. Sedimentology and Sedimentary Basins, from Turbulence to Tectonics. Blackwell Science, p. 592.
- LEGARRETA, L. y E.KOZLOWSKI, 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, Provincia de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas II: 521-543. San Luis.
- LEGARRETA, L., E. KOZLOWSKI y A. BOLL, 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la Cuenca Neuquina. En: Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas 3: 389-409. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L. y C. A. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: G. Chebli y L. Spalletti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 221-243. Tucumán.
- LEGARRETA, L. y M. A. ULIANA, 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: MacDonald, D.I. (ed.) Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea level Changes at Active Plate Margins. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: 429-450, Oxford.
- LEGARRETA, L., C. GULISANO y M. ULIANA, 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Hidrocarburos, No. 2. Relatorio: 87-114. Mendoza.
- LEOPOLD, L. B., M. G. WOLMAN y P. MILLER, 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. W. H. Freeman and Company, p. 522.
- LI, Y., y J. P. BHATTACHARYA, 2013. Facies-Architecture Study of A Stepped, Forced Regressive Compound Incised Valley In the Ferron Notom Delta, Southern Central Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 83 (3): 206-225.
- LI, Y. y J. P. BHATTACHARYA, 2014. Facies Architectural Study of a Lower-Delta-Plain Distributary Channel System in the Ferron Notom Delta, Southern Utah. *Sedimentology*, 61: 1452-1483.
- LLAMBÍAS, E. J., 2001. Complejos magmáticos triásicos al norte de los 40° S. En: A. Artabe, E. Morel & A. B. Zamuner (Eds.), El Sistema Triásico en la Argentina: 55-68. Fundación Museo de La Plata «Francisco Pascasio Moreno». La Plata.
- LLAMBÍAS, E. J., L. E. KLEIMAN y J. A. SALVARREDI, 1993. El magmatismo gondwánico. En Ramos, V. A. (ed.) Geología y Recursos Minerales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 53-64, Buenos Aires.
- LONGHITANO, S.G., D. MELLERE, R. J. STEEL y R. B. AINSWORTH, 2012. Tidal depositional systems in the rock record: a review and new insights. *Sedimentary Geology*, 279: 2-22.
- LOOPE, D. B., 1985. Episodic deposition and preservation of eolian sands: A late Paleozoic example from southeastern Utah. *Geology*, 13: 73-76.
- LOOPE, D. B. y E. L. SIMPSON, 1992. Significance of thin sets of eolian cross-strata. *Journal of Sedimentary Research*, 62 (5): 849-859.
- LOOPE, D. B., M. B. STEINER, C. M. ROWE y N. LANCASTER, 2004. Tropical westerlies over Pangeean sand seas. *Sedimentology*, 51: 315-322.

- MACEACHERN, J. A., K. L. BANN, J. P. BHATTACHARYA y C. D. HOWELL, 2005. Ichnology of deltas in: River Deltas- Concepts, models and examples: Giosan, L. y Bhattacharya, J. P. eds.: Society for Sedimentary Geology, Special Publication 83: 49–86.
- MACEACHERN, J. A., K. L. BANN, S. G. PEMBERTON, y M. K. GINGRAS, 2007. The Ichnofacies paradigm: High-resolution paleo-environmental interpretation of the rock record. En: Applied Ichnology, MacEachern, J. A., Bann, K. L., Gingras, M. K., y Pemberton, S. G. (Eds.) Society for Sedimentary Geology Short Course Notes 52: 27-64.
- MACEACHERN, J. A., S. G. PEMBERTON, M. K. GINGRAS y K. L. BANN, 2010. Ichnology and Facies Models, in Dalrymple, R. W., and James, N. P., eds., Facies Models, edition 3: Geological Association of Canada, St. John's Newfoundland, p. 19-58.
- MARRIOTT, S. B. 1999. The use of models in the interpretation of the effects of base level change on alluvial architecture. *Fluvial Sedimentology* VI, Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, 28: 271-281.
- MARTIN, J., A. CANTELLI, C. PAOLA, M. BLUM, y M. WOLINSKY, 2011. Quantitative modeling of the evolution and geometry of incised valleys. *Journal of Sedimentary Research*, 81: 64–79.
- MARTÍNEZ, L. C. y M. S. OLIVO, 2015. Tempskya in the Valanginian of South America (Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina)—Systematics, palaeoclimatology and palaeoecology. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 219: 116-131.
- MARTINI, I. y F. SANDRELLI, 2015. Facies analysis of a Pliocene river-dominated deltaic succession (Siena Basin, Italy): Implications for the formation and infilling of terminal distributary channels. *Sedimentology*, 62: 1365-3091.
- MARTINIUS, A. W. y S. GOWLAND, 2011. Tide-influenced fluvial bedforms and tidal bore deposits (Late Jurassic Lourinha Formation, Lusitanian Basin, western Portugal). *Sedimentology*, 58: 285–324.
- MARTINSEN, O. J., 1990. Fluvial, inertia-dominated deltaic deposition in the Namurian (Carboniferous) of northern England. *Sedimentology*, 37: 1099-1113.
- MARTINSEN, O. J., A. L. F. RYSETH, W. HELLAND-HANSEN, H. FLESCHE, G. TORKILDSEN y S. IDIL, 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46 (2): 235-263.
- MARZIA ROSSI, V y R. STEEL, 2016. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology*. Doi: 10.1111/sed.12240.
- MCLAURIN B. T. y R. J. STEEL, 2007. Architecture and origin of an amalgamated fluvial sheet sand, lower Castlegate formation, BookCliffs, Utah. *Sedimentary Geology*, 197: 291–311.
- MELLERE, D., P. PLINK-BJORKLUND y R. STEEL, 2002. Anatomy of shelf deltas at the edge of a prograding Eocene shelf margin, Spitsbergen. *Sedimentology*, 49: 1181–1206.
- MIALL, A. D., 1977. A review of the braided river depositional model of alluvial stratigraphy: theory and application. *Journal of Sedimentary Research*, B65: 7-31.
- MIALL, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology*, A. D. Miall (Ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 579-604.
- MIALL, A. D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci Rev*, 22: 261–308
- MIALL, A. D., 1996. The geology of fluvial deposits. Springer Verlag, Berlín, 582 pp

- MIDDLETON, G. V., 1991. A short historical review of clastic tidal sedimentology. In: Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., y Rahmani, R.A. (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.* 16: 9-15.
- MITCHUM, R. M., P.R. VAIL y S. THOMPSON, 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 2: the depositional sequence as the basic unit for stratigraphic analysis: in C.E. Payton, ed., *Seismic stratigraphy: application to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir* 26, p. 53-6.
- MOSQUERA, A. y V. A. RAMOS, 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En Kay, S. M. y Ramos, V. A. (Eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. *Geological Society of America, Special Paper* 407: 97-123.
- MOUNTNEY, N. P., 2006a. Eolian Facies Models, En: *Facies Models Revisited*, Posamentier, H. y Walker, R. G. (Eds.), *Memoir*, 84, SEPM, p.19-83.
- MOUNTNEY, N. P., 2006b. Periodic accumulation and destruction of aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA. *Sedimentology*, 53: 789-823.
- MOUNTNEY, N. P., 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and interdune successions, *Sedimentology*, 59: 964-989
- MOUNTNEY, N. P., y A. JAGGER, 2004. Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology*, 51 (4): 713-743.
- MURUT, C. y H. DE VERA, 1993. Descripción Estática y Cálculo de Reservas. Yacimiento Aguada Pichana-Formación Mulichinco, Provincia del Neuquén. Departamento de Producción Regional Plaza Huinul, Área Minería y Geología Regional. Informe inédito, YPF.
- MUSACCHIO, E. A., 1971. Hallazgo del género *Cypridea* en Argentina y consideraciones estratigráficas sobre la Formación La Amarga (Cretácico Inferior) en la Provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 8: 105-125.
- MUTTI, E., R. TINTERRI, D. L. DI BIASEFAVA y N. MAVILLA, 2001. Asociaciones de facies de frente deltaico en sistemas fluvio-deltaicos fósiles dominados por avenidas fluviales. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3° época, 18 (65): 18-44.
- MYROW, P. M. y J. B. SOUTHARD, 1991. Combined flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology* 61: 202-210.
- NEWELL, A. J., 2001. Bounding surfaces in mixed aeolian-fluvial system (Rotliegend, Wessex Basin, SW UK). *Marine and Petroleum Geology*, 18: 339-347.
- NICHOL, S. L., 1991. Zonation and sedimentology of estuarine facies in an incised valley, wave-dominated, microtidal setting, New South Wales, Australia. En: *Clastic Tidal Sedimentology* (Eds D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin and R.A. Rahmani), *Can. Soc. Petrol. Geol., Memories*, 16, 41-58.
- NICKLING, W. G. y C. M. NEUMAN, 1995. Development of deflation lag surfaces. *Sedimentology*, 42: 403-414.
- NORTH, C. P. y K. S.TAYLOR, 1996. Ephemeral-fluvial deposits: Integrated outcrop and simulation studies reveal complexity. *AAPG Bulletin*, 80 6): 811-830.
- NORTH, C. P. y S. K. DAVIDSON, 2012. Unconfined alluvial flow processes: recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth-Science Reviews*, 111 (1): 199-223.

- OLARIU, C., J. BHATTACHARYA, X. XU, C. L. V. AIKEN, X. ZENG, y G. A. MCMECHAN, 2005. Integrated study of ancient delta front deposits, using outcrop, ground penetrating radar and three dimension photorealistic data: Cretaceous Panther Tongue sandstone, Utah. In: *River Deltas: Concepts, Models, Examples* (Eds L. Giosan y J.P. Bhattacharya), SEPM Special Publication 83: 155–178.
- OLARIU, C. y J. P. BHATTACHARYA, 2006. Terminal Distributary Channels and Delta Front Architecture of River-dominated delta systems. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 212-233.
- OLSEN, T., R. STEEL, K. HOGSETH, T. SKAR, y S. L. ROE, 1995. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, 65 (2): 265-280.
- OXNEVAD, I. E. I., 1991. Aeolian and Mixed Aeolian-Aqueous Sedimentation in Modern and Ancient Sub-tropical Desert Basins. Examples from the Sahara and the Permo-Triassic of NW Europe. *DSc Thesis*, University of Bergen, Norway. Vol. I, p. 161; Vol. II, p. 111.
- PAGE, K. J., G. C. NANSON y P. S. FRAZIER, 2003. Floodplain formation and sediment stratigraphy resulting from oblique accretion on the Murrumbidgee River, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 73 (1), 5-14.
- PÁNGARO F., R. VEIGA, y G. VERGANI, 2002. Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. V Congreso Argentino de Hidrocarburos: Formato CD Rom. Mar del Plata.
- PAOLA, C. y L. BORGMAN, 1991. Reconstructing random topography from preserved stratification. *Sedimentology*, 38 (4): 553-565.
- PEMBERTON, S. G., M. SPILA, A. J. PULHAM, T. SAUNDERS, J. A. MACEACHERN, D. ROBBINS y I. K. SINCLAIR, 2001. Ichnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems: Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. Geological Association of Canada, Short Course Notes, St. John's, Newfoundland, 15, 1-343.
- PETERSON, F. y G. PIPIRINGOS, 1979. Stratigraphic relations of the Navajo Sandstone to Middle Jurassic formations, southern Utah and northern Arizona, G. N. USGS Open-File Report: 79-281.
- PICARD, M. D. y L. R. HIGH Jr, 1973. Preface. *Developments in Sedimentology*. Picard, M. D. y Lee, R. H. (Eds.), Elsevier. Volume 17.
- PICKERILL, R. K. y P. J. BRENCHLEY, 1991. Benthic macrofossils as paleoenvironmental indicators in marine siliciclastic facies. *Geoscience Canada*, 18 (3): 119-138.
- PLINK-BJÖRKLUND, P. y R. J. STEEL, 2005. Deltas on falling-stage and lowstand shelf margins, the Eocene Central Basin of Spitsbergen: importance of sediment supply. In: *River Deltas – Concepts, Models and Examples* (Eds L. Giosan y J. P. Bhattacharya), SEPM Spec. Publ., 83: 179-206.
- PLINK-BJÖRKLUND, P., 2008. Wave-to-tide facies change in a Campanian shoreline complex, Chimney Rock Tongue, Wyoming-Utah, USA. Recent advances in models of shallow-marine stratigraphy. SEPM Special Publication, 90: 265-291.
- PLINT, A. G. y G. H. BROWNE, 1994. Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 64: 341-364.
- PLUMMER, P. S. y V. A. GOSTIN, 1981. Shrinkage Cracks: Desiccation or Syneresis?. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51 (4): 1147-1156.
- POSAMENTIER, H.W., M.T. JERVEY y P.R. VAIL, 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: *Sea-Level Changes: an Integrated Approach* (Eds C.K. Wilgus, B.S.

- Hastings, C.G.St.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner), *SEPM Spec. Publ.*, 42: 109-124.
- POSAMENTIER, H. W. y G. P. ALLEN, 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology*, 86 (1): 91-109.
- POSAMENTIER, H. W. y G. P. ALLEN, 1999. Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Concepts in Sedimentology and Paleontology #7.
- POTOCKI, D., I. RAYCHAUDHURI, L. THORBURN, C. GALAS, y H. KING, 1999. Integrated reservoir characterization of a heterogeneous channel sandstone: the Duchess Lower Mannville X Pool. *Journal of Canadian Petroleum Technology*, 38 (01).
- POWERS, M. C., 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23: 117-119.
- PULHAM, A. J., 1989. Controls on internal structure and architecture of sandstone bodies within Upper Carboniferous fluvial-dominated deltas, County Clare, western Ireland. En: M. K. G. Whateley y K. T. Pickering (Eds.), Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels. *Geological Society of London*, Special Publication, 41: 179-203.
- PYE, K., 1983. Early post-depositional modification of Aeolian dune sand. *Developments in Sedimentology*, 38: 197-221.
- PYE, K. y H. TSOAR, 2009. Aeolian Sand and Sand Dunes. Second printing. Ed. Springer, Berlin, 476 pp.
- QUATTROCCHIO, M., M. MARTÍNEZ, V. GARCÍA y C. ZAVALA, 2002. Bioevento del Valanginiano Tardío en el centro-oeste de la Cuenca Neuquina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas CD-ROM. El Calafate.
- QUATTROCCHIO, M., M. MARTÍNEZ, V. GARCÍA y C. ZAVALA, 2003. Palinoestratigrafía del Tithoniano hauteriviano del centro-oeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 35: 51-74.
- QUATTROCCHIO, M. E., W. VOLKHEIMER, A. M. BORROMEI y M. MARTÍNEZ, 2011. Changes of the palynobiotas in the Mesozoic and Cenozoic of Patagonia: a review. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103: 380-396.
- QUIRK, D. G., 1996. 'Base profile': a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. *Geological Society of London*, Special Publications, 104 (1): 37-49.
- RAMOS, V. A., 1999. Evolución Tectónica de la Argentina. En: Geología Argentina, Caminos R. (Ed.) Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, pp715-759.
- RAMOS, A. y A. SOPEÑA, 1983. Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En: Modern and ancient fluvial systems, Collinson, J.D. & Lewin, J. (Eds.). IAS Special Publication 6: 301-312.
- RAMOS, A., A. SOPEÑA y M. PÉREZ ARLUCEA, 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 862-875.
- RAMOS, V., A. FOLGUERA y E. GARCÍA MORABITO, 2011. Las Provincias Geológicas del Neuquén. En: H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, p. 317-326.
- READING, H. G. y B. K. LEVELL. 1996. Controls on the sedimentary record. En: H. G. Reading, (Ed.), *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*: 5-35. Blackwell Science, Oxford.

- REINECK, H. E. y F. WUNDERLICH, 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11: 99-104.
- REINECK, H. E., y I. B. SINGH, 1980. Tidal flats. In *Depositional Sedimentary Environments*, Springer (Ed.) Berlin Heidelberg. p. 430-456.
- REINFELDS, I., y NANSON, G. 1993. Formation of braided river floodplains, Waimakariri River, New Zealand. *Sedimentology*, 40 (6): 1113-1127.
- RODRÍGUEZ AMENÁBAR, C. y E. G. OTTONE, 2003. La aplicación de *Botryococcus* (Chlorococcales) como indicador paleoambiental en el Triásico de Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 35, 161-169.
- RODRÍGUEZ-LÓPEZ, J. P., N. MELÉNDEZ, P. L. DE BOER y A. R. SORIA, 2010. The action of wind and water in a mid-Cretaceous subtropical erg-margin system close to the Variscan Iberian Massif, Spain. *Sedimentology*, 57:1315–1356.
- ROLL, A., 1939. La cuenca de los Estratos con dinosaurios al sur del Río Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito.
- ROY, P. S., 1984. New South Wales estuaries: their origin and evolution. In: *Coastal Geomorphology in Australia* (Ed. B.G. Thom), 99–121. Academic Press, Sydney.
- ROY, P. S., 1994. Holocene estuary evolution – stratigraphic studies from southeastern Australia. In: *Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences* (Eds R.W. Dalrymple, R. Boyd and B. Zaitlin), SEPM Spec. Publ., 51: 241–263.
- ROY, P.S., B.G. THOM y L. D. WRIGHT, 1980. Holocene sequences on an embayed high-energy coast: an evolutionary model. *Sed. Geol.*, 26: 1–19.
- RUBIN, D. M., 1987. Cross-bedding, bedforms and palaeocurrents. *SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol.*, 1, p. 187.
- RUST, B. R., 1977. Depositional models for braided alluvium. En: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 605-625.
- SCHUMM, S. A., 1963. Disparity between modern rates of denudation and orogeny: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 454-H, 13 p.
- SCHUMM, S. A., 1977. *The Fluvial System*, 338 p., Wiley, New York.
- SCHUMM, S. A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. En: *Recent and Ancient Depositional Environments: Models for Exploration*, edited by F.G. Ethridge and R.M. Flores, SEPM Special Publications 31: 19-30.
- SCHUMM, S. A., 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 101: 279-294.
- SCHWARZ, E., 2003. Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco (Valanginiano), en el sector septentrional de la Provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral (inédita), 303 p. La Plata.
- SCHWARZ, E. y J. A. HOWELL, 2005. Sedimentary evolution and depositional architecture of a Lowstand Sequence Set: The Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. *Geological Society of London*, Special Publication 252: 109-138.

- SCHWARZ, E., L. A. SPALLETTI y J. A. HOWELL, 2006. Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 53: 55-81.
- SCHWARZ, E., L.A. SPALLETTI y G. D. VEIGA, 2011. La Formación Mulichinco (Valanginiano). En Leanza, H., Vallés, J., Arregui, C. y Danieli, J.C. (Eds.), Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Actas: 131-144.
- SHANLEY, K. W., P. J. MACCABE y R. D. HETTINGER, 1992. Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology*, 39: 905-930.
- SHANLEY, K. W., y P. J. MCCABE, 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG bulletin*, 78 (4): 544-568.
- SILVESTRO, J. y M. ZUBIRI, 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39° S) – Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (1): 49-64.
- SLOSS, L. L., W. C. KRUMBEIN y E. C. DAPPLES, 1949. Integrated facies analysis. In: Longwell, C.R. (Ed.) *Sedimentary Facies in Geologic History. Geological Society of America*, Memoir 39: 91-124.
- SMITH, N. O., 1974. Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology*, 82: 205-224.
- SOAVE, L., G. HINTERWIMMER, C. ARREGUI, P. CLARK y S. BAZÁN, 1987. Petrografía, porosidad y diagénesis de las sedimentitas de la Formación Mulichinco en el pozo YPF.Nq.AP.a-12 (Aguada Pichana). Provincia del Neuquén. Informe inédito YPF.
- SOHN, Y. K., 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 67(3): 502-509.
- SPALLETTI, L., J. FRANZESE, S. MATHEOS y E. SCHWARZ, 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 433-446.
- SPALLETTI, L. A., G. D. VEIGA y E. SCHWARZ, 2011. La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En H. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. C. Danieli, y J. M. Vallés (Eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén. Relatorio del 18vo Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina*, 145-160. Buenos Aires.
- SPALLETTI, L. A., C. D. ARREGUI, y G. D. VEIGA, 2011. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío). En H. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. C. Danieli, y J. M. Vallés (Eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia del Neuquén. Relatorio del 18vo Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina*, 99-111. Buenos Aires.
- STEEL, R. J., y D. B. THOMPSON, 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ('Bunter' pebble beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*, 30 (3): 341-367.
- STIPANICIC, P., F. RODRIGO, O. L. BAULÍES y C. G. MARTÍNEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 367-388.
- STIPANICIC, P. N., 1966. El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 20(4): 403-478. Buenos Aires.
- STOKES, W., 1968. Multiple parallel truncation be planes- feature of wind-deposited sandstone formation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 510-515.

- STORMS J. E. A., y G. J. HAMPSON, 2005. Mechanisms for forming discontinuity surfaces within shoreface-shelf parasequences: Sea level, sediment supply, or wave regime?. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 67-81.
- STRONG, N., y C. PAOLA, 2006. Fluvial landscapes and stratigraphy in a flume. *Sedimentary Record* 4 (2): 4-8.
- STRONG, N., y PAOLA, C., 2008. Valleys that never were: time surfaces versus stratigraphic surfaces. *Journal of Sedimentary Research*, 78: 579-593.
- SVENDSEN, J., H. STOLLHOFEN, C. B. E. KRAPF y I. G. STANISTREET, 2003. Mass and hyperconcentrated flow deposits record dune damming and catastrophic breakthrough of ephemeral rivers, Skeleton Coast Erg, Namibia. *Sedimentary Geology*, 160: 7-31.
- SWEET, M. L., 1999. Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea. *Sedimentology*, 46: 171-187.
- SWIFT, D. J. P., A. G. FIGUEIREDO, G. L. FREELAND y G.F. OERTEL, 1983. Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard?. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 1295-1317.
- TANKARD, A. J., M. A. ULIANA, H. J. WELSINK, V. A. RAMOS, M. TURIC, A. B. FRANCA, E. J. MILANI, B. B. DE BRITO NEVES, N. EYLES, J. SKARMETA y H. SANTA ANA, 1995. Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana, En: J. Welsink, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62.
- TAYLOR, J. M. 1950. Pore space reduction in sandstones. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 34: 710-716.
- TREWIN N. H., 1993. Mixed aeolian sandsheet and fluvial deposits in the Tumblagooda Sandstone, Western Australia. En: Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs, Eds North C. P., Prosser D. J. *Geological Society of London, Special Publications*, 73: 219-230.
- TRIPALDI, A., y C. O. LIMARINO, 2008. Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 15 (1): 43-66.
- TYSON, R. V., 1995. Sedimentary organic matter. Organic facies and palynofacies (Eds. Chapman & Hall), p. 615.
- ULIANA, M. A. y L. LEGARRETA, 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-Cretaceous sub-andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, 16: 397-420.
- VAIL, P. R., J. HARDENBOL y R. G. TODD, 1984. Jurassic unconformities, ChronoStratigraphy and sea level changes from seismic and BioStratigraphy. In: J.S. Schlee (Editor), *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 36: 347-363.
- VAIL, P. R., F. AUDEMARD, S. A. BOWMAN, P. N. EISNER y C. PEREZ-CRUZ, 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. En: G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*: 617-659. Springer-Verlag. New York.
- VAN WAGONER, J. C., R. M. MITCHUM JR., K. M. CAMPION y V. D. RAHMANIAN, 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Core, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. AAPG Methods in Exploration Series 7.
- VEIGA, G. D., L. A. SPALLETTI y S. S. FLINT, 2002. Aeolian/fluvial interactions and high resolution sequence stratigraphy of a nonmarine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Hauterivian), Central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 49: 1001-1019.

- VEIGA, G. D., J. A. HOWELL y A. STRÖMBÄCK, 2005. Anatomy of a mixed marine-non-marine lowstand wedge in a ramp setting. The record of a Barremian-Aptian complex relative sea-level fall in the central Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society of London, Special Publications*, 252 (1): 139-162.
- VEIGA, G. D., y L. A. SPALLETTI, 2007. The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial-aeolian systems of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research*, 11 (3): 286-302.
- VEIGA, G. D., E. SCHWARZ, L. A. SPALLETTI y J. L. MASSAFERRO, 2013. Anatomy and Sequence Architecture of the Early Post-Rift In the Neuquén Basin (Argentina): A Response To Physiography and Relative Sea-Level Changes. *Journal of Sedimentary Research*. SEPM Society for Sedimentary Research. 83 (8): 746-765.
- VERGANI, G. D., A. J. TANKARD, H. J. BELOTTI y H. J. WELSINK, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez Soruco y H. J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62: 383-402. Tulsa.
- VERGANI, G., C. ARREGUI y O. CARBONE, 2011. Sistemas petroleros y tipos de entrampamientos en la Cuenca Neuquina. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén*, XVIII Congreso Geológico Argentino, p. 645-656.
- VOSSLER, S. M. y S. G. PEMBERTON, 1988. Skolithos in the Upper Cretaceous Cardium Formation: an ichnofossil example of opportunistic ecology. *Lethaia* 21 (4): 351-362.
- VOTTERO, A. J. y J. M. GONZÁLEZ, 2002. Los reservorios de la Formación Mulichinco. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (Eds.): *Rocas Reservorio de las Cuencas productivas de la Argentina*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 383-400. Mar del Plata.
- WALKER, R. G., 2006. Facies models revisited. En: *Facies Models Revisited*. H. W. Posamentier y R. G. Walker (Eds.) SEPM Special Publication 84, 1-18.
- WEAVER, V., 1931. *Palaeontology of the Jurassic and Cretaceous central Argentina*. University of Washington, Memoir, p. 496. Seattle.
- WILLET, S. D., y M. T. BRANDON, 2002. On steady states in mountain belts. *Geology*, 30: 175-178.
- WILLIS, B. J., 2005. Deposits of tide-influenced river deltas in Giosan, L., and Bhattacharya, J.P., eds., *River Deltas: Concepts, Models and Examples*: SEPM, Special Publication, 83: 87-129.
- WILLIS, B. J., 2011. Deposits of Tide-Influenced River Deltas. *River Deltas-Concepts, Models, and Examples*, SEPM Society for Sedimentary Geology, 83: 87-129.
- WINDHAUSEN, A., 1918. *Líneas Generales de la estratigrafía del Neocomiano en la Cordillera Argentina*. Casa editora "Coni". Buenos Aires.
- WIZEVICH, M. C., 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. En: *The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*, Miall, A. D. y Tyler. N. (Eds). *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, SEPM, 3: 22-24.
- WRIGHT, L. D. y J. M. COLEMAN, 1973. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *AAPG Bulletin*, 57: 370-398.
- WRIGHT, V. P., y S. B. MARRIOTT, 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86 (3): 203-210.
- WRIGHT, V. P. y T. P. BURCHETTE, 1996. Shallow-water carbonates environments. En: *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. Reading, H. G. (Ed.) Blackwell Science, Tercera Edición, Oxford, p. 688.

- ZAMORA-VALCARCE, G., T. ZAPATA, y V. A. RAMOS, 2011. La faja plegada y corrida del Agrio. Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, p. 367-374, Neuquén.
- ZAPATA, T., I. BRISSÓN y F. DZELALIJA, 1999. La estructura de la Faja Plegada y Corrida Andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. Boletín de informaciones Petroleras. Tercera Época, 16 (60): 112-121.
- ZARDO, E.B., M. BORGNIA, A. ORTIZ, M. PATAMIA y B. BENDER, 2008. Caracterización de reservorio a partir de información de pozos y sísmica 3D en la Formación Mulichinco del Yacimiento Rincón del Mangrullo, Neuquén, Argentina. Simposio de Modelado Geológico. VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Formato CD Rom. Mar del Plata. Argentina.
- ZAVALA, C., 2000. Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco en la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 63: 40-54.
- ZAVALA, C., A. MOSQUERA y H. JOO KIM, 2005. Los depósitos eólicos de la Formación Mulichinco (Valanginiano) en el área de Fortín de Piedra-Cuenca Neuquina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Formato CD Rom. Mar del Plata. Argentina.
- ZHU, Y., J. P. BHATTACHARYA, W. LI, T. J. LAPEN, B. R. JICHA y B. S. SINGER, 2012. Milankovitch-scale sequence stratigraphy and stepped forced regressions of the Turonian Ferron Notom deltaic complex, south-central Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 82 (9): 723-746.
- ZIPPI, P. A., 1998. Freshwater algae from the Mattagami Formation (Albian), Ontario: Paleoecology, botanical affinities, and systematic taxonomy. *Micropaleontology*, 44: 1-78.

ANEXOS

ANEXO 1

BASE DE DATOS

EMPRESA	PROVINCIA	BLOQUE	POZO	COTA (msnm)	X	Y	LAS	GR	CUTTING	PEF	INF. TERM.	FMI	TEST. LAT.	INF. BIOESTRAT.	CORONA	RECUP. (m)	CARRERAS	BASE (mbbp)	TECHO (mbbp)	POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA	INF. SEDIM.	
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	YPF.Nq.M.x-4	556	5.737.535	2.458.969	SI	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	YPF.Nq.M.x-5	846,38	5.731.696	2.456.509	SI	SI	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	YPF.Nq.M.x-8	833,97	5.734.520	2.451.432	SI	SI	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	YPF.Nq.M.e-9	644	5.734.281	2.461.415	SI	SI	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	YPF.Nq.M.a-11	608	5.732.878	2.462.854	SI	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PSF.Nq.M.a-1001	712,6	5.731.780	2.460.110	SI	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PSF.Nq.M.a-1004	714,83	5.729.169	2.461.611	SI	SI	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO		21	(#1-2)	1538	1517	Fm. Mulichinco (Mb. Medio)	NO (FOTOG)
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PSF.Nq.M.a-1005	653,62	5.730.229	2.463.912	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	SI							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PSF.Nq.M.a-1006	838,7	5.733.110	2.458.292	SI	SI	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M.a-1013	671,2	5.736.656	2.460.461	SI	SI	NO	NO	NO	SI	NO	NO	SI	91	(#1-2-3-4-5-6)	1613	1522	Fm. Quintuco (tope), Fm. Mulichinco	NO	
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M.a-1014	622,8	5.731.418	2.464.469	SI	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1016	685,2	5.731.593	2.461.113	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	62	(#1-2-3-4-5-6)	1572	1507	Fm. Quintuco (tope), Fm. Mulichinco	NO	
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1019	707,1	5.732.552	2.459.930	SI	SI	NO	NO	NO	SI	NO	NO	SI	36	(#1-2)	1174	1138	Fm. Quintuco (tope), Fm. Mulichinco	NO (FOTOG)	
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M.a-1020	854,9	5.734.360	2.457.801	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1023	626,1	5.729.800	2.465.040	SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1024	652,7	5.729.501	2.463.250	NO	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1025	652	5.730.800	2.462.850	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1026	626,6	5.728.820	2.465.810	SI	SI	NO	NO	NO	SI	NO	SI	SI		81	(#1-2-3-4-5)	1607	1526	Fm. Mulichinco	NO (FOTOG)
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1027d	600,25	5.729.101	2.466.940	NO	NO	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1028	665,6	5.729.910	2.462.010	NO	NO	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1031d	593,2	5.729.412	2.467.032	NO	NO	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1033d	602,5	5.730.948	2.465.377	NO	NO	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1035d	590,5	5.728.525	2.467.972	NO	NO	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1037	596	5.728.248	2.467.670	NO	NO	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO							
PETROBRAS	NEUQUÉN	MANGRULLO	PBE.Nq.M-1038	639,9	5.731.348	2.463.744	SI	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	SI	95	(#1-2-3-4-5-6)	1610	1515	Fm. Quintuco (tope), Fm. Mulichinco	NO	
YPF	NEUQUÉN	RINCON DEL MANGRULLO	YPF.Nq.RDM-4	699	5.733.981	2.474.929	SI	SI	SI	NO	SI	NO	NO	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	RINCON DEL MANGRULLO	YPF.Nq.RDM-5	693	5.732.959	2.474.882	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	RINCON DEL MANGRULLO	YPF.Nq.RDM.a-6	650	5.730.925	2.468.375	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	RINCON DEL MANGRULLO	YPF.Nq.RDM.a-7	703	5.731.348	2.477.488	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO	SI		108	(#1-2-3-4-5-6)	1914	1816	Fm. Quintuco (tope),hasta Fm. Agrio	SI
YPF	NEUQUÉN	RINCON DEL MANGRULLO	YPF.Nq.RDM.e-2	667	5.732.746	2.468.312	SI	SI	SI	NO	SI	SI	SI	SI	SI		9	(#1)	1696	1687	Fm. Mulichinco (Mb. Medio)	SI
YPF	NEUQUÉN	RINCON DEL MANGRULLO	YPF.Nq.RDM.x-1	650	5.773.535	2.468.107	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	SI		18	(#1-2)	1679	1661	Fm. Mulichinco (Mb. Medio)	SI
YPF	NEUQUÉN	RINCON DEL MANGRULLO	YPF.Nq.RDM.x-3	703	5.733.488	2.475.891	SI	SI	SI	SI	SI	NO	SI	NO	SI	4,9	(#1)	1924,9	1920	Fm. Quintuco (tope)	SI	
YPF	NEUQUÉN	RINCON DEL MANGRULLO	YPF.Nq.RDP.x-1	631	5.726.271	2.468.277	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	SI	9	(#1)	1772	1763	Fm. Quintuco (tope),Fm. Mulichinco (base)	SI	
YPF	NEUQUÉN	EL TOMILLO	YPF.Nq.ETo.x-1	693	5.733.737	2.471.301	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	BAJO EL CHILCALITO	YPF.Nq.BEC.x-1	784	5.726.345	2.451.452	SI	SI	SI	NO	SI	NO	SI	NO	SI	9	(#1)	1696	1687	Fm. Mulichinco (Mb. Inferior)	NO	
YPF	NEUQUÉN	BAJO EL CHILCALITO	YPF.Nq.BEC.x-2	784	5.726.345	2.451.452	SI	SI	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	COVUNCO NORTE - SUR	YPF.Nq.CLa.x-1	638	5.725.458	2.433.343	SI	SI	SI	NO	SI	NO	SI	NO	SI	0,8	(#1)	832	830	Fm. Mulichinco (Mb. Superior)	NO	
YPF	NEUQUÉN	COVUNCO NORTE - SUR	YPF.Nq.CLa.x-2	740	5.726.874	2.437.308	SI	SI	SI	NO	SI	NO	SI	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	COVUNCO NORTE - SUR	YPF.Nq.CLa.x-3	651	5.724.763	2.433.226	SI	SI	SI	NO	SI	NO	SI	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	COVUNCO NORTE - SUR	YPF.Nq.CN.x-2	854	5.704.229	2.408.692	NO	NO	SI	NO	NO	NO	SI	NO	SI							
YPF	NEUQUÉN	COVUNCO NORTE - SUR	YPF.Nq.CN.x-3	870	5.703.947	2.408.761	NO	NO	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	CERRO ENCARAMADO	YPF.Nq.CE.x-2	758	5.716.347	2.429.647	SI	SI	SI	NO	SI	NO	SI	SI	NO							
YPF	NEUQUÉN	PUESTO SOUFAL	YPF.Nq.PSo.x-2	696	5.712.122	2.474.017	NO	NO	SI	NO	SI	NO	NO	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	PUESTO SOUFAL	YPF.Nq.PSo.x-1	545	5.709.524	2.490.491	SI	NO	SI	NO	SI	NO	NO	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	OJO DE AGUA	YPF.Nq.AO.x-1	905	5.697.500	2.412.680	NO	NO	SI	NO	NO	NO	SI	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	OJO DE AGUA	YPF.Nq.OA.x-2	790	5.708.158	2.430.068	SI	SI	SI	NO	SI	NO	NO	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	OJO DE AGUA	YPF.Nq.OA.x-3	816	5.707.229	2.429.153	SI	NO	SI	NO	SI	NO	SI	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	BAJO DEL MOLLE	YPF.Nq.BDM.x-2	723	5.717.796	2.446.533	SI	SI	SI	NO	SI	NO	NO	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	BARDITAS	YPF.Nq.Ba.x-1	696	5.709.628	2.452.255	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	CAÑADÓN SANTO	YPF.Nq.CSn.x-1	699	5.710.198	2.446.614	NO	NO	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	CORRAL DE PIEDRA	YPF.Nq.CP.x-1	662	5.712.088	2.461.173.	NO	NO	SI	NO	SI	NO	NO	NO	NO							
YPF	NEUQUÉN	AGUADA PICHANA	YPF.Nq.AP.a-12	665	5.736.765	2.483.458	SI	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	SI	82	(#1-2-3-4-5-6)	1979	1897	Fm. Quintuco (tope),Fm Mulichinco	SI	
YPF	NEUQUÉN	PASO DE LOS INDIOS	YPF.Nq.PDI.x-1	684	5.731.931	2.479.978	SI	SI	NO	SI	SI	NO	NO	NO	SI	9,93	(#1)	1863,9	1855	Fm Mulichinco (Mb. Medio, tope)	SI	

Anexo 1.1: Base de datos de pozos integrantes de diferentes Bloques ubicados en el sector centro-sur de la Cuenca Neuquina. Para cada pozo se indica la disponibilidad de la información considerada: registro de perfiles de pozo (archivos LAS), en particular pefiles Rayos Gamma (GR) y registro de factor fotoeléctrico (PEF), informes de terminación de pozos, cutting, perfiles de imágenes de pozo (FMI) (formato PDF), estudios de testigos laterales, informes bioestratigráficos y testigos corona. En esta base de datos sólo se indica la disponibilidad de testigos corona vinculados al intervalo de estudio de interés de este trabajo. Para cada testigo, se señala metros verticales recuperados, profundidades del intervalo del cual fue extraído el testigo, posición estratigráfica aproximada y disponibilidad de estudios sedimentológicos.

	PERFIL	CÓDIGO	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR TOTAL (m)
AFLORAMIENTOS	Río Agrio	RA	38°27'32.11"S	70° 4'51.25"O	208,00
	Puesto Garrido	GA	38°31'55.26"S	70° 2'59.43"O	198,60
	Puesto Gualmes	GU	38°34'0.56"S	70° 3'51.34"O	166,50
	Puesto Victoria Nahuel	VN	38°38'14.72"S	70° 3'38.97"O	123,00
	Cerro Mesa	CM	38°44'47.53"S	69°55'29.92"O	93,40
SUBSUELO	YPF.Nq.RDM.a-7	RDM.a-7	38°34'14.86"S	69°15'3.70"O	98,70
	YPF.Nq.AP.a-12	AP.a-12	38°32'50.55"S	69°13'48.22"O	91,40
	YPF.Nq.RDP.x-1	RDP.x-1	38°36'59.12"S	69°22'20.10"O	8,00
	PBE.Nq.M-1026	M-1026	38°35'36.52"S	69°23'37.58"O	83,30
	PBE.Nq.M.a-1013	M.a-1013	38°31'16.74"S	69°27'9.75"O	91,00
	PBE.Nq.M-1038	M-1038	38°33'42.80"S	69°24'56.95"O	94,40
Total					1256,30
Total de metros relevados en afloramientos					789,50
Total de metros relevados en subsuelo					466,80

Anexo 1.2: Listado de perfiles sedimentológicos relevados en este trabajo. Se indican su ubicación en el área de estudio, nombre, código, latitud y longitud y los metros relevados en cada uno de ellos.

PERFIL PUESTO GUALMES (GU)			
N° muestra	Descripción	C. D.	Palinomorfos
PG0	Arenita mediana		
PG1	Arenita mediana	X	
PG2	Wacke fina		
PG3	Wacke fina		
PG4	Wacke muy fina		
PG5	Arenita mediana		
PG6	Wacke med-gruesa		X
PG7	Arenita med-gruesa		
PG8	Arenit-Wack (H)	X	
PG9	Arenita mediana		
PG10	Wacke fina		
PG11	Arenita med-gruesa	X	
PG12	Pelita		X
PG13	Arenita -pelita		
PG14	Arenita mediana		
PG15	Arenita med-gruesa	X	
PG16	Psefita sab-mediana	X	
PG17	Wacke muy fina		
PG18	Arenita med-gruesa		
PG19	Wacke muy fina		
PG20	Arenita med-fina		
PG21	Arenita med-fina		
PG22	Arenita med-fina		
PG23	Pelita		X
PG24	Arenita med-fina		
PG25	Arenita med-fina		
PG26	Arenita med-fina		
PG27	Arenita med-fina		
PG28	Wacke med-gruesa	X	
PG29	Arenita med-fina	X	
PG30	Arenita med-fina		
PG31	Wacke med-gruesa		
PG32	Wacke med-gruesa		
PG33	Arenita mediana	X	
PG34	Arenita mediana		
PG35	Wacke med-gruesa		
PG36	Arenita mediana		
PG37	Mudstone	X	
PG38	Wacke med-gruesa		
PG39	Pelita		
PG40	Pelita		X
PG41	Arenita med-fina	X	
PG42	Pelita		
PG43	Pelita		
PG44	Arenita med-fina		
PG45	Arenita med-fina	X	
PG46	Pelita		
PG47	Arenita med-fina		
PG48	Mudstone	X	
PG49	Rustone	X	
PG50	Arenit calcárea (mixt)	X	
PG51	Arenit calcárea (mixt)	X	
PG52	Arenit calcárea (mixt)		
PG53	Rudstone	X	
PG54	Mudstone	X	
PG55	Wackstone	X	
PG56	Grainstone	X	
PG57	Wackstone		
PG58	Rudstone	X	
PG59	fangolitas grises oscuras		X
PG60	arenisca bioclástica	X	
PERFIL PUESTO VICTORIA NAHUEL (VN)			
N° muestra	Descripción	C. D.	Palinomorfos
VN1	Conglomerado mediano	X	
VN2	Arenitas fins laminadas	X	
VN3	Arenisca mf-fang bioclást.	X	
VN4	Rudstone	X	
VN5	Arenisca gruesa bioclást.	X	

PERFIL RÍO AGRIO (RA)			
N° muestra	Descripción	C. D.	Palinomorfos
BJA1	Arenita mediana	X	
BJA2	Wacke fina		
BJA3	Arenita mediana		
BJA4	Wacke fina	X	
BJA5	Wacke mf-fangolit		X
BJA6	Arenita mediana	X	
BJA7	Fangolita	X	X
BJA8	Arenita mediana		
BJA9	Arenita mediana		
BJA10	Wacke muy fina		X
BJA11	Arenita mediana		
BJA12	Wacke fina		
BJA13	Wacke fina	X	
BJA14	Arenita mediana		
BJA15	Wacke fina	X	
BJA16	Wacke fina		
BJA17	Arenita gruesa	X	
BJA18	Conglomerado fino-med	X	
BJA19	Conglomerado fino-med	X	
BJA20	Arenita med-gruesa		
BJA21	Arenita mediana	X	
BJA22	Conglomerado fino	X	
BJA23	Arenitas medianas		
BJA24	Arenitas finas	X	
BJA25	Wacke fina	X	
BJA26	Arenitas finas		
BJA27	Arenita mediana		
BJA28	Wacke fina		
BJA29	Wacke muy finas		X
BJA30	Arenisca bioclást	X	
BJA32	Arenitas medianas		
BJA33	Arenitas medianas		
BJA 34	Arenita mediana	X	

PERFIL PUESTO GARRIDO (GA)			
N° muestra	Descripción	C. D.	Palinomorfos
PGR 1	Arenita mediana	X	
PGR 2	Arenisca bioclástica fina	X	
PGR 3	Arenisca bioclástica fina		
PGR 4	Arenisca fina		
PGR 5	Arenisca bioclástica fina	X	
PGR 6	Areniscas muy finas/finas	X	
PGR 7	Areniscas muy finas/finas	X	
PGAR6	Fangolita		X
PGAR7	Fangolita		X
PGAR8	Fangolita		X
PGAR9	Limolita/arenisca muy fina		X
PGAR10	Areniscas finas		
PGA Pal2	Fangolitas		X
PGA Pal6	Fangolitas		X

PERFIL CERRO MESA (CM)			
N° muestra	Descripción	C. D.	Palinomorfos
CM3	Fangolitas	X	
CM4	Rudstone	X	
CM5	Areniscas finas (restos)		
CM6	Areniscas finas (restos)		
CM7	Areniscas f-med (restos)		
CM8	Arenita mf-fangolita biocl		
CM9	Wacke mf-fang (ostrác)	X	
CM10A	Areniscas gruesas	X	
CM 10B	fangolitas verdes		X
CM11	Areniscas med/gruesas	X	
CM12	Areniscas medianas	X	
CM13	Arenisca mediana-fina	X	

Anexo 1.3: Listado de muestras de los distintos tipos litológicos recolectadas en los diferentes perfiles sedimentológicos relevados. Para cada una de las muestras se indica tipo litológico, y su empleo para su posterior análisis petrográfico (C. D.:corte delgado) y/o palinológico.

N° MUESTRA	LOCALIDAD	UBICACIÓN	FECHA	CARACTERÍSTICAS
MU-2012-01	Puesto Nahuel	38°38'35,9" S 70°03'40" O	20/III/2012	<i>Fragmentos sueltos de estípites de Tempskya, rodados.</i>
MU-2012-02	Puesto Garrido	38°31'48,7" S 70°02'31,5" O	22/III/2012	<i>Fragmento de leño de unos 0,42 m x 0,07 m de diámetro incompleto. Carbonizado. In Situ. En areniscas grises de tamaño grueso a mediano algo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada en artesa.</i>
MU-2012-03	Puesto Garrido	38°31'48,7" S 70°02'31,5" O	22/III/2012	<i>Fragmento de leño de unos 0,29 m x 0,07 m de diámetro incompleto. Silicificado. Con cicatrices rameales. En areniscas grises de tamaño grueso a mediano algo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada en artesa.</i>
MU-2012-04	Puesto Garrido	38°31'48,7" S	22/III/2012	<i>Fragmento de leño silicificado de 0,21 m de largo x 0,06 m de diámetro incompleto. Con cicatrices rameales. En areniscas grises de tamaño grueso a mediano algo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada en artesa.</i>
MU-2012-05	Puesto Garrido	38°31'48,7" S 70°02'31,5" O	22/III/2012	<i>Fragmento de leño silicificado de 0,23 m x 0,10 m de diámetro incompleto. En areniscas grises de tamaño grueso a mediano algo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada en artesa.</i>
MU-2012-06	Puesto Garrido	38°31'48,7" S 70°02'31,5" O	22/III/2012	<i>Fragmento de leño silicificado de 0,22 m de largo x 0,05 m de diámetro incompleto. En areniscas grises de tamaño grueso a mediano algo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada en artesa.</i>
MU-2012-07	Puesto Garrido	38°32'10,4" S 70°02'39,2" O	23/III/2012	<i>Fragmento de leño de 0,15 m de longitud x 0,07 m de diámetro incompleto. En areniscas grises de tamaño grueso a mediano algo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada en artesa.</i>
MU-2012-08	Puesto Gualmes	38°34'22,7" S 70°03'48,5" O	27/III/2012	<i>Tronco de 1,5 m de longitud x 0,45 m de diámetro incompleto. "In situ". En areniscas grises de tamaño grueso a mediano algo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada en artesa.</i>
MU-2012-09	Puesto Gualmes	38°34'28,2" S 70°03'44,6" O	27/III/2012	<i>Fragmentos de estípites de Tempskya. En areniscas grises de tamaño grueso a mediano algo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada en artesa.</i>
MU-2012-10	Puesto Gualmes	38°34'28,2" S 70°03'44,6" O	27/III/2012	<i>Fragmentos de estípites de Tempskya. "In situ". De 0,25 m de alto y de 0,14 m x 0,20 m de ancho. En areniscas grises de tamaño grueso a mediano algo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada en artesa.</i>
MU-2012-11	Puesto Gualmes	38°34'28,2" S 70°03'44,3" O	27/III/2012	<i>Impresión de Equisetites. En areniscas grises de tamaño grueso a mediano algo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada en artesa.</i>
MU-2012-12	Puesto Gualmes	38°34'28,2" S 70°03'44,6" O	27/III/2012	<i>Tronco "in situ". En areniscas grises de tamaño grueso a mediano algo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada en artesa.</i>

Nº punto	Altura	TOTAL ppm	K (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	TOTAL cpm	K (cpm)	U (cpm)	Th (cpm)
GR 1	0,5	15,4	3,4	3,2	11,4	572	120	25	10
GR 2	1,8	17,4	4,3	1,9	12,8	644	140	23	11
GR 3	3,3	17,3	4,8	0	17,6	640	151	20	15
GR 4	4,9	19,3	5,6	0	16,7	716	175	21	14
GR 5	5,4	22,5	5,3	6,2	16,6	833	189	41	14
GR 6	6	18	4,5	3,3	12,9	666	152	27	11
GR 7	8	20,1	6	3,5	8,7	704	190	23	6
GR 8	8,6	25	7,3	0,1	19,5	924	227	26	16
GR 9	9	22,2	6,1	1,7	19,2	822	199	30	16
GR 10	9,8	20,3	5,1	2,6	11,9	752	164	24	10
GR 11	10,6	17,3	4,3	3,9	3,5	639	137	17	2
GR 12	11,7	16,1	4,4	5,2	3,6	597	145	21	2
GR 13	12,2	15,8	3,6	2,7	12,6	585	124	25	11
GR 14	12,8	15,4	4,2	0,8	10,5	569	130	16	9
GR 15	13,6	18,4	3,7	1,1	15	682	123	23	13
GR 16	14	17	3,8	1,5	17,3	630	130	27	15
GR 17	14,6	17,7	4,2	1,9	12,8	619	139	23	11
GR 18	15	17,5	4	4,6	10,4	650	140	28	9
GR 19	15,4	13,1	2,8	2,5	12,4	484	102	24	1
GR 20	15,9	13,6	3,4	2,7	6,8	503	111	17	5
GR 21	16,2	14,4	2,9	1,9	7,8	535	96	16	6
GR 22	16,6	16	4,4	1,1	14	593	142	21	12
GR 23	16,8	15,8	4,2	0	10,5	584	128	13	9
GR 24	17,1	13,5	3,5	0	11,5	501	109	13	10
GR 25	17,6	16,1	3,7	2,1	11,5	595	124	21	10
GR 26	17,9	16,2	3,9	3,5	11,6	599	136	26	10
GR 27	18,2	13,9	3,7	2,1	8	514	120	17	6
GR 28	19	19	5,4	4,5	9,6	703	177	27	8
GR 29	19,5	10,8	2,3	2,1	6,5	400	79	15	5
GR 30	19,8	14	3,9	0	11,6	520	121	15	10
GR 31	20,6	19,3	4,9	4	11,8	717	165	28	10
GR 32	20,9	20,3	5	3,9	13	751	168	29	11
GR 33	21,4	15,7	4,1	0,7	11,6	582	130	17	10
GR 34	21,7	3,7	3,1	3,8	5,5	506	108	19	4
GR 35	22,2	18,2	4,5	3,5	10,6	675	150	25	9
GR 36	22,6	12,4	3	3,3	4,4	458	102	16	3
GR 37	22,8	21,8	5,8	3	13,3	806	188	27	11
GR 38	23	13,9	3	3,1	6,7	515	102	108	5
GR 39	23,4	15,2	4,9	0	11,8	564	148	15	10
GR 40	23,7	13,3	3,3	6,2	2,1	492	11,6	23	1
GR 41	24	19,5	5,3	2,3	14,3	723	172	26	12
GR 42	24,4	15,5	3,9	3,7	5,8	574	129	19	4
GR 43	24,6	17	3,8	4,3	10,4	630	134	27	9
GR 44	25	18,2	5,5	3,1	9,7	676	176	23	8
GR 45	25,4	19,9	5,4	0	15,5	739	159	14	13
GR 46	26,3	20,7	5,3	3,8	13,1	767	176	29	11
GR 47	26,6	14,2	3	5,2	5,5	526	109	24	4
GR 48	26,9	14,6	4	4,2	4,6	540	132	19	3
GR 49	27,88	14	3,9	0	11,6	518	121	14	10
GR 50	28	15,2	3,3	2,9	11,4	564	117	24	10
GR 51	28,3	13,8	3,5	5,2	9,1	511	126	28	8
GR 52	28,8	18,1	4,3	14	14	672	141	23	12

Nº punto	Altura	TOTAL ppm	K (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	TOTAL cpm	K (cpm)	U (cpm)	Th (cpm)
GR 53	29	21,4	5,5	0,7	16,7	792	175	24	14
GR 54	29,4	16,7	3,7	4,2	11,5	618	133	28	10
GR 55	31	19,4	4,3	4,9	10,5	719	149	29	9
GR 56	31,3	16,2	4,1	5,9	4,6	600	140	25	3
GR 57	31,6	15,4	3,5	1,4	9,1	569	112	16	8
GR 58	32,1	20,4	5	0	18,8	755	158	23	16
GR 59	32,2	14,2	3,5	4,8	5,6	525	121	23	4
GR 60	32,7	15	4,1	0,5	10,5	554	128	15	9
GR 61	33	15,4	3,6	7,2	5,6	571	133	30	4
GR 62	35	18,4	4	4,8	11,6	681	143	30	10
GR 63	36,3	14,2	3,5	1,7	9,1	526	114	17	8
GR 64	37	13,1	3,5	1,2	10,3	487	113	17	9
GR 65	38,4	15,1	4	0,01	17,4	599	130	23	15
GR 66	39	12,5	3,2	3,7	6,7	460	109	20	5
GR 67	40,3	15,5	2,7	5,4	14,7	574	112	35	13
GR 68	40,6	12,4	2,6	3	7,7	460	91	19	6
GR 69	40,8	12,7	3,3	1	9,1	472	107	15	8
GR 70	41,9	17,2	4,5	4,5	7,1	637	151	24	5
GR 71	42,4	12,5	2,5	0	10	461	77	10	9
GR 72	43,6	13,1	3,7	0	9,2	484	111	10	8
GR 73	44,4	17,2	4,9	3,3	8,4	638	158	21	6
GR 74	45,1	21,5	5,1	8,7	6,1	796	180	35	4
GR 75	45,6	20,1	4,2	5,4	19,7	745	159	42	17
GR 76	47	17,3	3,5	6,4	10,3	642	133	33	9
GR 77	47,5	11,7	2,6	1,9	8,9	432	89	17	8
GR 78	48,6	18,4	4,4	2,2	12,9	683	147	24	11
GR 79	49,1	17,2	4,2	1,7	18,6	639	143	29	16
GR 80	52	23	5	5,7	15,3	850	178	37	13
GR 81	52,8	14,3	4,3	1,9	5,9	531	132	14	4
GR 82	55,2	19,2	4,4	6	5,9	712	151	27	4
GR 83	56,7	18,6	4,7	5,9	7,1	689	159	28	5
GR 84	57,2	22,2	5,1	5,3	11,9	821	174	32	10
GR 85	59,1	16,9	3,6	2,4	16,1	625	126	28	14
GR 86	61,2	24,5	5,4	7,8	14,3	908	195	43	12
GR 87	62	17,7	4,7	1,7	14,1	657	152	24	12
GR 88	63,5	21,3	6,4	1	15,8	791	199	24	13
GR 89	65,6	18,7	5	1,9	15,3	962	162	26	13
GR 90	66,2	16,7	4,7	0,8	12,9	617	148	19	11
GR 91	66,7	13,5	3	2	10,2	500	104	19	9
GR 92	70	11,8	2,3	3,9	6,5	437	85	20	5
GR 93	71,8	17,2	4	5,2	11,6	636	143	31	10
GR 94	73,4	12	2,8	0,9	7,8	445	91	13	6
GR 95	74,2	18,6	4,7	2,9	12,9	689	155	26	11
GR 96	75	12,8	2,9	1,5	9	473	96	16	8
GR 97	78,6	12,9	3	3,8	6,6	479	104	20	6
GR 98	80,4	10,2	2	1	7,6	379	69	13	6
GR 99	81,2	12,4	2,6	3,3	7,7	458	94	20	6
GR 100	86,4	8,5	0,9	2,1	11,9	314	47	21	11
GR 101	87,6	12,9	2	4,8	7,5	477	84	25	6
GR 102	92	6,5	0,9	2,7	6,1	240	111	16	5
GR 103	93,4	11	2	3,3	7,7	500	94	20	6












Anexo 1.5: Listado de puntos tomados en el relevamiento de perfiles Rayos Gamma en superficie en el perfil CM. Cada punto consta de la cuantificación del valor total y discriminado para los elementos K, U y TH, en unidades ppm y cps. En el anexo 2 correspondiente al perfil CM, se indica la distribución estratigráfica de los puntos medidos.








ANEXO 2

PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS














REFERENCIAS DE PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS

LITOLOGÍA

	Conglomerados
	Arenitas (> 75% terrígenos)
	Areniscas calcáreas (75-50% terrígenos)
	Calizas arenosas (25-50% terrígenos)
	Calizas (< 25% terrígenos)
	Heterolíticos ricos en arena poco disturbados
	Heterolíticos ricos en arena intensamente disturbados
	Heterolíticos ricos en fango poco disturbados
	Fangolitas silicoclásticas moradas y verdosas
	Fangolitas silicoclásticas grises oscuras
	Fangolitas calcáreas

	Ooides
	Intraclastos pelíticos
	Cutanes arcillosos
	Nódulos
	Pseudomorfos de halita
	Pirita
	Impregnaciones de HC

ESTRUCTURA

	Masiva
	Laminación ondulítica
	Óndulas simétricas
	Óndulas escalantes
	Laminación ondulítica eólica
	Laminación/Estratificación horizontal
	Estratificación de bajo ángulo
	Estratificación entrecruzada monticular (hcs)
	Estratificación flaser
	Estratificación ondulosa
	Estratificación lentiforme
	Estratificación entrecruzada planar
	Estratificación entrecruzada en artesa









INDICE DE BIOTURBACIÓN

	muy alto
	alto
	medio
	bajo
	nulo

FÓSILES

	Restos de troncos
	Restos de plantas
	Rizolitos
	Amonites
	Foraminíferos
	Gastrópodos
	Bivalvos(desarticulados)
	Serpúlidos
	Crinóideos

BIOTURBACIONES

	Tubos verticales
	Tubos horizontales
	Galerías
	Perforación
	Bioturbación indiferenciada
	Suite de Glossifungites
	Bergaueia
	Ophimorpha

ASOCIACIONES DE FACIES

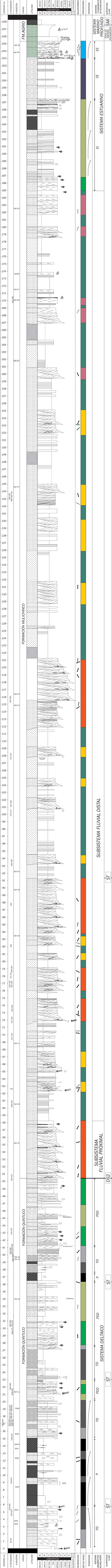
	Planicie de inundación (PI)
	Canales meandrosos (CM)
	Canales entrelazados arenosos (CEA)
	Canales entrelazados gravo-arenosos (CEG)
	Canales efímeros (CE)
	Depósitos de crecidas distales (DCD)
	Mantos eólicos
	Dunas eólica (DE)
	Depósitos marinos someros (DMS)
	Depósitos de centro de estuario (DCE)
	Canales distributarios (CD)
	Planicies subácuas (PS)
	Canales terminales (CT)
	Barra de desembocadura proximal (BP)
	Barra de desembocadura distal (BD)
	Prodelta (P)

ASOCIACIONES DE FACIES

P	Prodelta
FD	Frente deltaico
PDD	Planicie deltaica distal
PDP	Planicie deltaica proximal
EI	Estuario interno
CE	Centro de estuario
EE	Estuario externo

ANEXO 2.1: PERFIL RÍO AGRIO (RA)

Escala 1:100

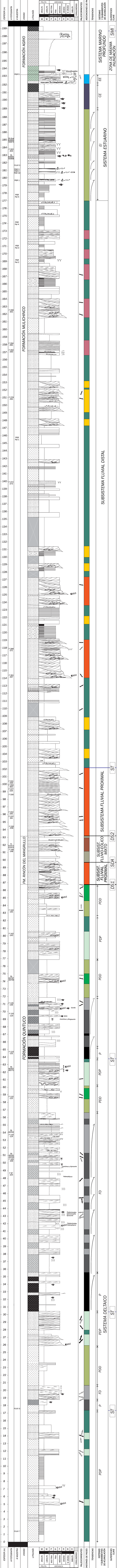


ANEXO 2.1: PERFIL RÍO AGRIO (RA)

Escala 1:100

ANEXO 2.2: PERFIL PUESTO GARRIDO (GA)

Escala 1:100

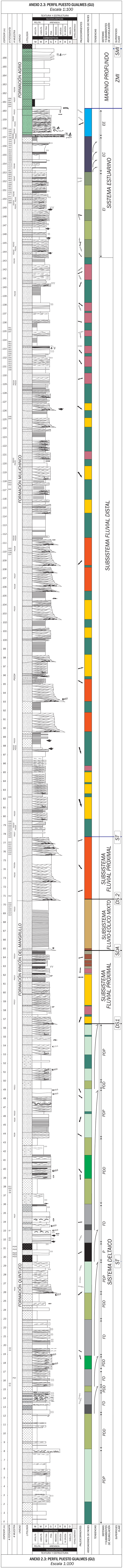


ANEXO 2.2: PERFIL PUESTO GARRIDO (GA)

Escala 1:100

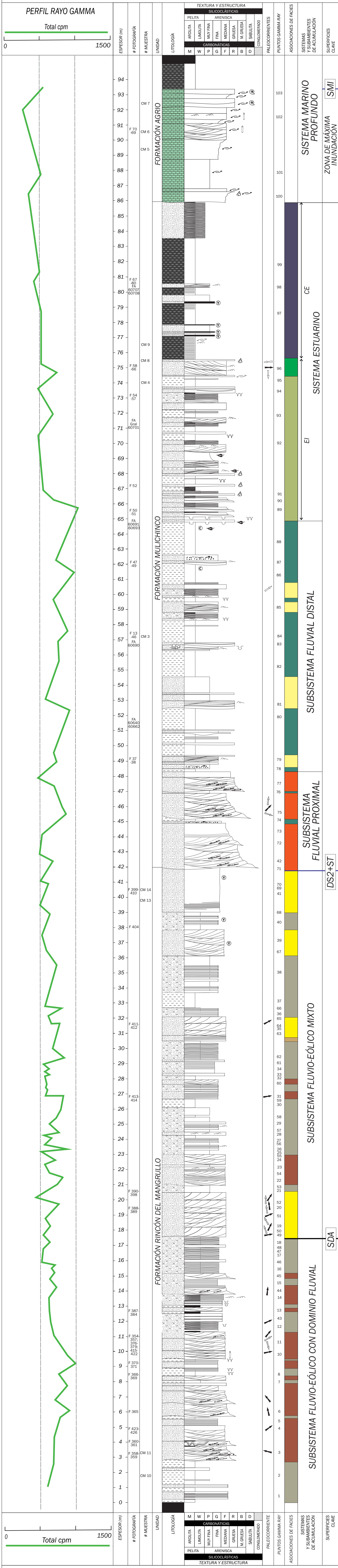
ANEXO 2.3: PERFIL PUESTO GUALMES (GU)

Escala 1:100



ANEXO 2.5: PERFIL CERRO MESA (CM)
Escala 1:100

Escola 1:100



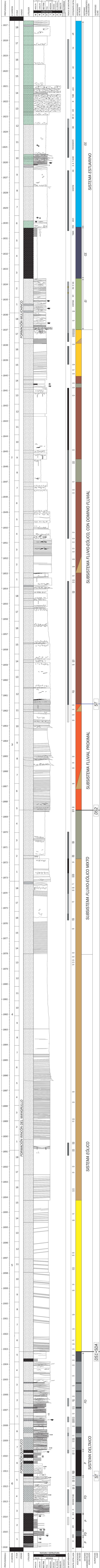
ANEXO 2.5: PERFIL CERRO MESA (CM)
Escala 1:100

Escala 1:100

Escala 1:40

TEXTURA Y ESTRUCTURA SILICOCLASTICAS			
ELITA	ARENISCA		

TEXTURA Y ESTRUCTURA
SILICOCLASTICAS
ARENISCA



ANEXO 2.6: Perfil RDM

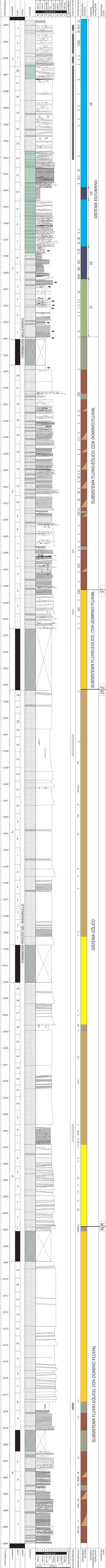
EXO 2.6: Perfil
Escala 1:4

ANEXO 2.7: PERFIL AP.a-12

Escala 1:40

TEXTURA Y ESTRUCTURA		: 2
SILICOLÁSTICAS		

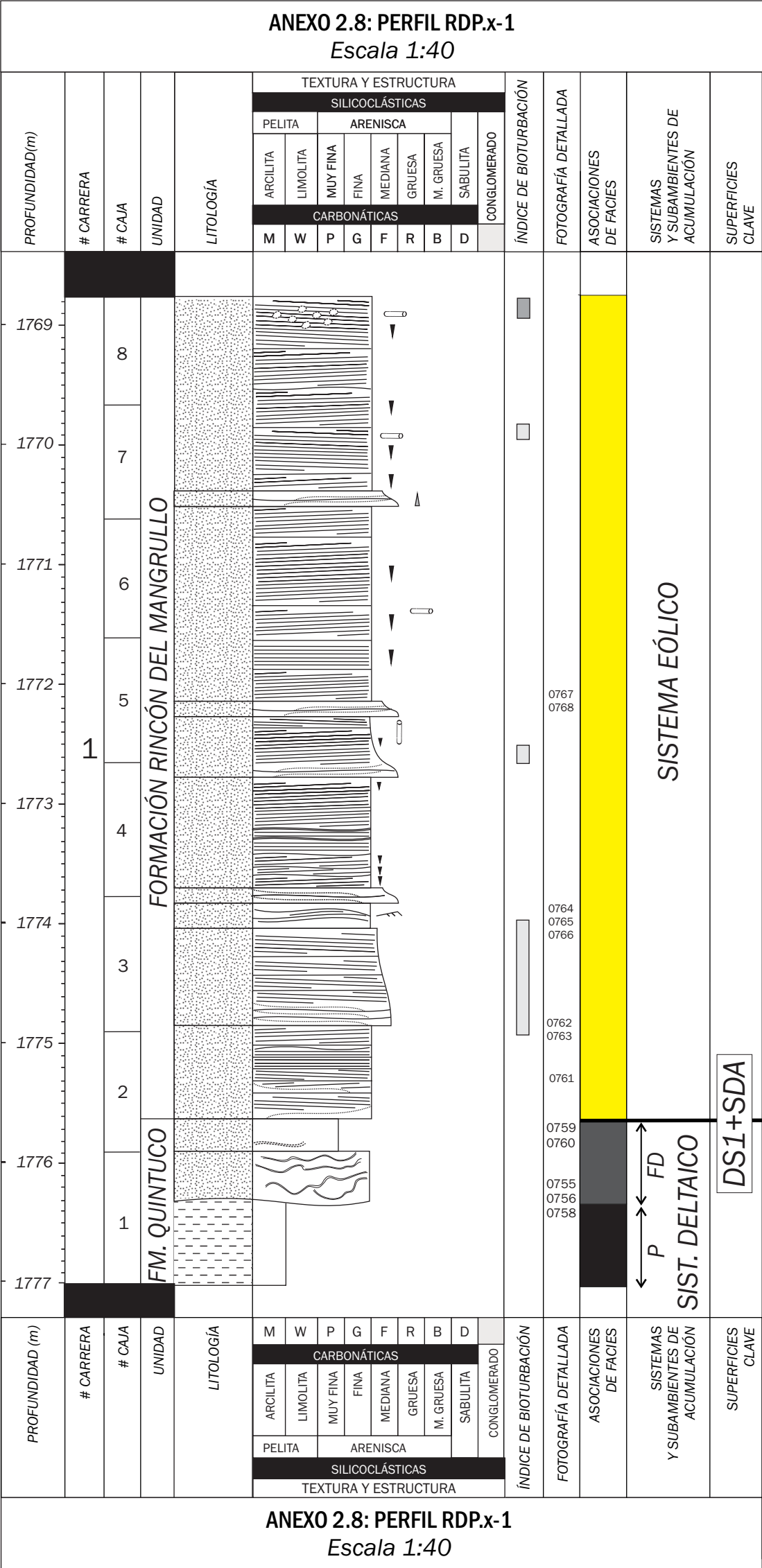
**TEXTURA Y ESTRUCTURA
SILICOCCLÁSTICAS
ARENISCA**



SILICOCLASTICAS
TEXTURA Y ESTRUCTURA

ANEXO 2.7: PERFIL AP.a-12
Escala 1:40

2.7. PERFIL A
Escala 1:40

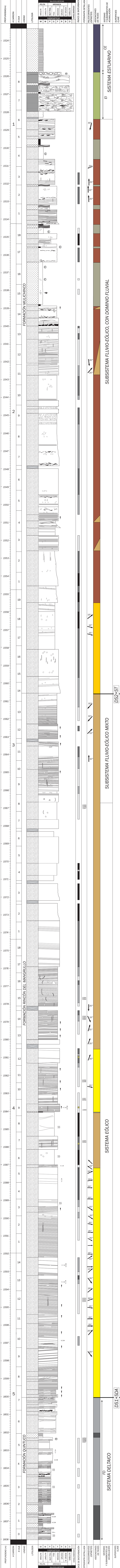


ANEXO 2.9: PERFIL M-1026
Escala 1:40

TEXTURA Y ESTRUCTURA	Nº
----------------------	----

ESCALA 1:40

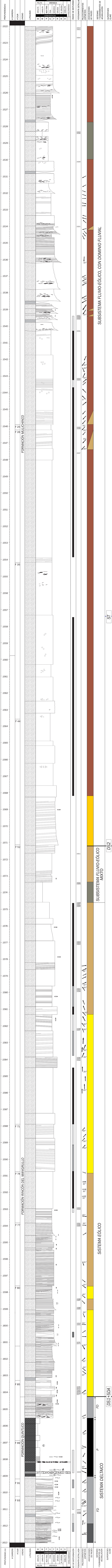
TURA Y ESTRUCTURA
SILICOCLASTICAS



ANEXO 2.10: PERFIL Mn-1013
Escala 1:40

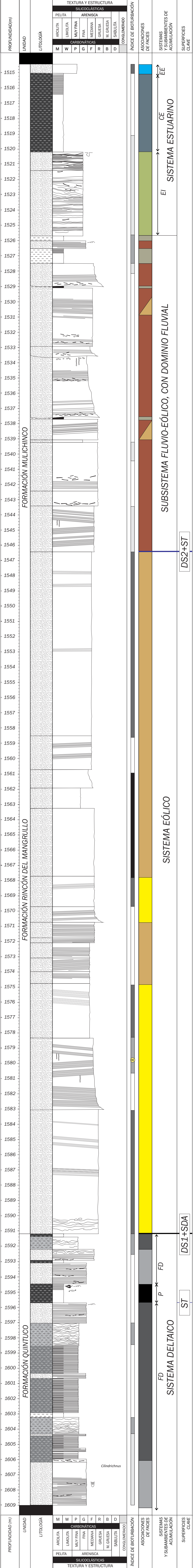
TEXTURA Y ESTRUCTURA	NOTA
SILICOCIÁSTICAS	

URA Y ESTRUCTURA
SILICOCLASTICAS
ARENISCA



ANEXO 2.11: PERFIL M-1038

Escala 1:100



ANEXO 2.11: PERFIL M-1038

Escala 1:100

ANEXO 3

ANÁLISIS PETROGRÁFICO

A3.1 INTRODUCCIÓN

En este anexo se presentan los resultados obtenidos del análisis composicional de las areniscas terrígenas integrantes de la sucesión estudiada. Este análisis consistió en la descripción petrográfica, caracterización y clasificación de las areniscas, con la finalidad de reconocer variaciones composicionales dentro del intervalo estudiado. Las muestras analizadas se distribuyen estratigráficamente en diferentes puntos del intervalo estudiado (Fig. 4.1, Anexo 2), y espacialmente en las diferentes localidades de estudio en afloramientos, ya sean, los sectores septentrional (RA), central (GA, GU) y austral (VN) de la Sierra de la Vaca Muerta y el Cerro Mesa (CM) (Fig. 4.1). Adicionalmente, este análisis se combinó con resultados de modalidades composicionales provenientes de estudios petrográficos de algunos de los testigos coronas de pozos considerados. Estos estudios petrográficos fueron desarrollados y puestos a disposición por YPF S. A. En este caso, las muestras de los testigos corona se distribuyen en los campos Rincón de Mangrullo y sur de Aguada Pichana, y cubren verticalmente gran parte del intervalo estudiado, por lo que en dichos estudios fueron asignadas a la Formación Quintuco y Mulichinco (Miembros Inferior, Medio y Superior).

A3.2 ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE LAS ARENISCAS SILICOCLÁSTICAS

Las areniscas fueron caracterizadas a partir de su composición, para lo cual se cuantificaron sus componentes detríticos con la finalidad de establecer las modalidades composicionales, como así también, rocas fuentes y probables áreas de aporte. Para esta caracterización se registraron 29 modalidades detríticas utilizando la metodología de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984). Para ello se contabilizaron 400 puntos por sección delgada mediante la implementación de un contador de puntos *Swift®* y del software *JMicroVision®* v.1.2.7., de manera que el espaciamiento de las cuentas fuera mayor o igual al tamaño de grano máximo presente. Por medio de esta cuantificación se obtuvo un registro cuantitativo de la moda detrítica de las diferentes muestras arenosas, el cual fue utilizado para su clasificación como así también, para indicar su posible procedencia.

La clasificación de las areniscas se estableció a partir de los esquemas propuestos por Folk *et al.* (1970) y Dott (1964), y el modificado por Pettijohn *et al.* (1987). Por su parte, para la caracterización del marco tectónico vinculado al área de aporte se

implementaron los diagramas ternarios propuestos por Dickinson *et al.* (1983). Para este análisis las posibles rocas fuentes se estimaron inicialmente a partir de indicadores petrográficos (e.g. afinidades mineralógicas, composición de litoclastos). Posteriormente, estos primeros resultados serán también combinados con datos de paleocorrientes junto a un modelo paleogeográfico, el cual se presenta en el capítulo 7 de este trabajo, que permitirán ubicar en un contexto geográfico las posibles áreas fuentes.

A3.3 COMPOSICIÓN MODAL DE LAS ARENISCAS

Las principales características petrográficas y composiciones modales de las muestras contabilizadas se resumen en el anexo 3.2. En líneas generales, los componentes principales corresponden a líticos volcánicos (composición félsica e intermedia), feldespatos (mayormente plagioclasa), y en menor abundancia a cuarzo. En menor proporción, se reconocen litoclastos de origen metamórfico y cristaloclastos de feldespato potásico. Entre los componentes minoritarios, se agrupan litoclastos de origen plutónico y componentes accesorios, tales como, micas (muscovita, biotita y clorita), glauconita detrítica y óxidos. Estos componentes se pueden asociar a una matriz, generalmente presente en bajas proporciones (7,07%). En areniscas terrígenas, la matriz se compone principalmente por arcillas y granos de arena de granulometría muy fina a fina y de composición lítica y feldespática, mientras que en arenitas mixtas, se conforma por micrita asociada a componentes terrígenos y fragmentos esqueléticos de granulometrías mayormente entre 0,1-0,2 mm.

A3.3.1 Componentes detríticos

A3.3.1.1 Cuarzo

El *cuarzo monocrystalino* (*Qm*) se trata de un componente de abundancia moderada (valor promedio de 18,96%) (Anexo 3.1). Estos cristaloclastos pueden mostrar internamente una extinción límpida asociado a inclusiones fluidas distribuidas al azar, y una forma externa caracterizada por bordes netos, rectos y/o engolfamientos (Anexo 3.2.a, c). Estas características permiten sugerir un origen volcánico. Por otro lado, los cristaloclastos también pueden presentar extinción ondulosa o en barrido, coloración azulada, inclusiones y fracturas alineadas según un mismo plano y presentar morfologías prismáticas. En este caso, dichas características indicaría un origen de tipo metamórfico. Los clastos pueden ser esféricos a subprismáticos y angulosos a subangulosos.

El *cuarzo policristalino* (*Qp*), se presenta en una baja abundancia (valor promedio de 3,56%) (Anexo 3.1). Se caracteriza por la presencia de subgranos con extinción en barrido,

los que en ocasiones presentan sus bordes interdigitados (Anexo 3.2.d, e). En su interior presentan fracturas y vesículas orientadas. Estos clastos pueden ser angulosos a subangulosos, y esféricos a subprismáticos.

A3.3.1.2 Feldespatos

Los cristaloclastos de *plagioclasa* (*Pl*) participan de manera moderada a abundante en la composición de la areniscas (valor promedio 24,37%) (Anexo 3.1). Los cristaloclastos son subprismáticos a esféricos y subangulosos a subredondeados, y se reconocen por su macla polisintética (Anexo 3.2.b), la cual se presenta rectiforme (vinculada a un origen ígneo) o bien ahusada (asociada a un origen metamórfico). No se reconocieron plagioclasas con zonación, y comúnmente se encuentran alterados parcialmente o por completo a sericita (Anexo 3.2.a-b).

Por su parte los cristaloclastos de *feldespato potásico* (*Fk*) se presentan con un abundancia baja (valor promedio 4,03%) (Anexo 3.1). Se reconocen como fragmentos de ortosa y microclino, y se diferencian respectivamente por sus maclas de Carlsbad y en enrejado (Anexo 3.2.c). Internamente también presentan microfracturas e inclusiones, y externamente presentan bordes netos. Se presentan esféricos a subangulosos, y con frecuencia en sectores se encuentran alterados a sericita.

A3.3.1.3 Líticos

Los *litoclastos volcánicos intermedios* (*Lvi*) se presentan en una moderada proporción (valor promedio 12,90%) (Anexo 3.1). Este grupo se integra por litoclastos caracterizados por distintas texturas vinculadas a litología volcánicas de composición intermedia. Los litoclastos pueden mostrar una textura pilotáctica (Anexo 3.2.e), conformada por pequeños cristales de feldespatos euhedrales a subhedrales, inmersos de modo aleatorio dentro de una pasta afanítica de vidrio volcánico. También presentan una textura porfírica, conformada a partir de una pasta de pequeños cristales de feldespatos calcoalcalinos y fenocristales de plagioclasa (Anexo 3.2.d). Estos litoclastos en general se observan esféricos a subprismáticos, subredondeados a subangulosos, y con frecuencia se presentan alterados en sus bordes con revestimientos de clorita o caolinita, cubriendo los fenocristales de plagioclasa, o en forma diseminada por encima de la pasta de los litoclastos.

Los *líticos volcánicos ácidos* (*Lva*) se encuentran en una abundante proporción (valor promedio 21,01%) (Anexo 3.1). Se caracterizan por presentar una textura felsítica presente como una textura microcristalina formada a partir de un agregado de pequeños cristales de cuarzo y feldespato potásico (Anexo 3.2.a, c, e, f; Anexo 3.3.a). Los litoclastos con

frecuencia presentan revestimientos de óxidos o de sericita, este último probablemente producto de la alteración del feldespato potásico presente en la textura microcristalina. Los litoclastos también muestran una textura esferulítica (Anexo 3.2.f), originada como producto de la recristalización del vidrio volcánico. Los litoclastos se presentan esféricos a subprismáticos y subredondeados a subangulosos.

Los *litoclastos metamórficos* (*Lm*) se presentan una baja abundancia (valor promedio 1,78%) (Anexo 3.1) y muestran textura microgranítica a partir de intercrecimientos de cuarzo policristalino, feldespato potásico y micas (Anexo 3.2.a). Los granos de cuarzo y feldespato se presentan deformados y elongados a lo largo de un plano. Por otro lado, también presentan intercrecimientos de granos de cuarzo con textura granoblástica y extinción ondulosa dentro de los cristales. En menor proporción también se observan texturas foliadas definidas a partir de grano de cuarzo elongados a lo largo de un plano de foliación.

Los *litoclastos plutónicos* (*Lp*), son escasos (valor promedio 0,07%) (Anexo 3.1) y en ocasiones presentan textura gráfica (Anexo 3.3.b), donde se ven intercrecimientos entre granos de cuarzo y feldespato potásico.

A3.3.1.4 Accesorios

Estos componentes se encuentran en escasas proporciones (valor promedio 0,09%) (Anexo 3.1). Comprenden micas representadas en su mayoría por cristaloclastos de muscovita, en menor proporción por biotita, que en ocasiones se presenta flexurada y conformando pseudomatriz, y clorita con frecuencia recubierta por óxidos de hierro. Por su parte, los opacos también se presentan en baja proporción. Están representados por óxidos de hierro y manganeso, de formas subhedrales, esféricos y subangulosos, y tamaños inferiores a los 0,5 mm. En ocasiones también se reconoce glauconita detrítica.

A3.3.2 Cementos

A3.3.2.1 Cementos argílicos

Esta cementación es predominante en las areniscas descriptas. Puede estar compuesta de sericita, clorita o caolinita. Esta se presenta como delgados recubrimientos de arcilla o *coating* argílico (Anexo 3.2.b; Anexo 3.3.d), el cual promueve la preservación de la porosidad primaria de la roca ya que inhibe una cementación posterior (Scasso y Limarino, 1997). En otros casos esta cementación con frecuencia se presenta como tipo *blocky*, obliterando el espacio poral. También en ocasiones, puede presentarse como cutanes arcillosos caracterizados por una estructura bandeada generada como resultado de su depositación en etapas sucesivas.

A3.3.2.2 Cementos carbonáticos

Este tipo de cemento se encuentra presente en areniscas terrígenas, mixtas y calcáreas. Generalmente este cemento se presenta como de tipo esparítico, con granulometrías mayores a los 0.062 mm, o bien como microesparítico, con granulometrías inferiores a los 0,062 mm. En ocasiones se presenta a modo de *coatings*, bordeando fragmentos esqueléticos de rocas mixtas y carbonáticas. También se observa cemento carbonático poiquilítico ocupando poros sin estructura interna y generando fábricas abiertas por desplazamientos de granos (Anexo 3.3.e).

A3.3.2.3 Cementos ferruginosos

Este tipo de cemento se encuentra mayormente presente en muestras procedentes de litologías vinculadas a un posible origen eólico. Este tipo de cementación se reconoce por su coloración rojiza oscura a negra compuesta por hematita. La misma se presenta obliterando la porosidad primaria (Anexo 3.3.f) o bien se localiza en zona de contacto entre grano a modo de meñiscados. Internamente el cemento puede presentarse en capas concéntricas.

A3.4 CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL DE LAS ARENISCAS ANALIZADAS

Para clasificar composicionalmente a las areniscas de la sucesión estudiada se analizó la distribución de las modas detríticas de muestras provenientes de afloramientos y del subsuelo, dentro de un diagrama ternario Qm-F-Lt. Los valores de las respectivas modas se muestran en los anexos 3.4 y 3.5. Como se mencionó al principio del capítulo, las muestras procedentes de afloramientos se distribuyen estratigráficamente en diferentes puntos del intervalo estudiado (Fig. 4.1, véase ubicación de las muestras en los perfiles sedimentológicos adjuntos en el Anexo 2), y espacialmente en los sectores septentrional (RA), central (GA, GU) y austral (VN) de la Sierra de la Vaca Muerta y el Cerro Mesa (CM) (Fig. 4.1). De esta manera se desarrolló un análisis composicional de las areniscas de acuerdo a su distribución vertical y espacial. Por su parte, para el análisis de las areniscas provenientes del subsuelo, estas fueron reunidas de acuerdo a la unidad indicada en los informes petrográficos (Anexo 3.5), por lo que su análisis se realizó en relación a su distribución estratigráfica.

El análisis de la distribución de las modas detríticas dentro del diagrama ternario Qm-F-Lt, mostró dos grupos de areniscas dentro de la sucesión analizada. El grupo mayoritario comprende areniscas con relaciones F/L menores a 1 (Anexo 3.6), enriquecidas en componentes líticos volcánicos félsicos e intermedios, y en menor

proporción lítica metamórfica, los que presentan un grado variable de alteración. Los feldespatos son más abundantes que el cuarzo, y ambos componentes se encuentran en menor proporción respecto a los lítica (Q 22,18% \pm 6,26; F 28,36% \pm 7,74; L 47,08% \pm 4,71). Por su parte, la plagioclasa es más abundante respecto al feldespato potásico, y ambos feldespatos muestran un grado variable de alteración a sericita. La cementación está representada principalmente por caolinita y clorita, y en menor proporción óxidos y carbonatos. Este grupo de areniscas se clasifica según Folk *et al.* (1970) como *litoarenitas feldespáticas* (Anexo 3.7.a, c), y según Pettijohn *et al.* (1987) como *arenitas líticas* (cuando la proporción de matriz subyace el 15%) (Anexo 3.7.a, b) o *wackes líticas* (cuando la proporción de matriz supera el 15%) (Anexo 3.6.b, 3.7.c). El campo de este grupo de areniscas comprende modas de muestras de todas las localidades (excepto la localidad Victoria Nahuel). Esto sugiere que el grupo presenta una amplia distribución espacial, desde el sector septentrional al austral de la Sierra de la Vaca Muerta y el Cerro Mesa (Anexo 3.6.a, b). Con respecto a su distribución vertical, las arenitas líticas integran gran parte de la sucesión estudiada. Al comparar la proporción de los distintos componentes detríticos en las arenitas líticas dentro del registro vertical analizado, estos se presentan en números similares y con diferencias porcentuales inferiores al 5% (Tabla 4.2).

Este grupo de arenitas líticas también se encuentra representado en el subsuelo (Tabla 4.4), y comprende a las areniscas del intervalo cuspidal de la Formación Quintuco y del Miembro Medio de la Formación Mulichinco (Anexo 3.6.c, d). En menor número, comprende areniscas del Miembro Inferior y Superior de la Formación Mulichinco. Las arenitas líticas en el subsuelo son de grano fino a grueso, de moderada selección y con clastos subangulosos a redondeados. Su empaquetamiento es abierto a intermedio, y sus principales componentes detríticos incluyen cuarzo (38-52%), feldespato (18-30%) y lítica (25-35%). El cemento (7-13%) comprende cuarzo, feldespatos por crecimiento secundario, calcita, dolomita, arcillas (*coatings*), yeso y óxidos de hierro, y su porosidad es baja.

Un segundo grupo de areniscas, es aquel en el cual la relación F/L es mayor a 1 (Tabla 4.3). Este grupo posee poca representatividad y se compone mayormente por feldespatos, y en menor proporción por lítica y cuarzo (Q 21,62% \pm 5,76; F 49,62% \pm 4,64; L 28,07% \pm 5,36). En general, estas areniscas muestran relaciones Q/F muy bajas ($<0,5$), lo que sugiere una proveniencia de rocas plutónicas básicas a intermedias o de vulcanitas con eliminación diferencial de los componentes lítica durante su transporte (Scasso y Limarino, 1997). Estas areniscas se clasifican según Folk *et al.* (1970), como *feldarenitas líticas* (Anexo 3.6.a-c), y según Pettijohn *et al.* (1987), como *arenitas arcósicas* (cuando la proporción de matriz subyace el 15%) (Fig. 11.d, e) o *wackes arcósicas* (cuando la proporción de matriz supera el 15%) (Anexo 3.6.b, 3.7.f). Este grupo presenta una

distribución espacial restringida, ya que modas detríticas asociadas provienen en su mayoría de los sectores septentrionales de la Sierra de la Vaca Muerta (con excepción de una sola muestra correspondiente a la localidad VN) (Anexo 3.6.a-b).

Las arenitas arcósicas también se distribuyen en el subsuelo y en esta área de estudio presentan mayor representatividad (Anexo 3.5). En este ámbito, el grupo se encuentra mayormente representado por las areniscas del Miembro Inferior de la Formación Mulichinco. En menor proporción, también representa las areniscas de los Miembros Medio y Superior de dicha unidad, mientras que sólo una de las modas corresponde a la Formación Quintuco. Las arenitas arcósicas en el subsuelo se presentan muy finas a medianas, de moderada selección, con clastos subangulosos a redondeados y con empaquetamiento intermedio a cerrado. Los componentes detríticos principales comprenden cuarzo (40-50%), feldespatos (30-40%) y líticos (18-28%). Presentan en ocasiones una matriz escasa (0,5-5%) de composición arcillosa, cemento (5-16%) compuestos por clorita (*coatings*), yeso-anhidrita, calcita, dolomita y en baja proporciones, cuarzo y feldespato, y su porosidad varía entre baja y buena (1-14%).

A3.4 PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS ANALIZADAS

El análisis de procedencia se realizó a partir de muestras de areniscas terrígenas procedentes de los afloramientos, mediante la implementación de los diagramas ternarios Qm-F-Lt (Anexo 3.6.e) y Q-F-L (Anexo 3.6.f), propuestos por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983). Estos diagramas vinculan la composición modal de los principales componentes terrígenos de areniscas, con el ambiente tectónico de posibles áreas de aporte de sedimentos (Dickinson y Suczek, 1979, Dickinson *et al.*, 1983). Según los autores, las proporciones relativas de los diferentes componentes terrígenos representan guías de la naturaleza de las rocas fuentes vinculadas con áreas de aporte posibles de las cuales los detritos tienen proveniencia. No obstante, se debe tener presente que las modas detríticas no sólo resultan de las características del área de aporte, sino también de la interacción de otros factores como el clima, composición y granulometría de las areniscas, la distancia al área fuente, los procesos de transporte y acumulación, el contexto tectónico y la diagénesis (Dickinson y Suczek, 1979; Marsaglia y Ingersoll, 1992; Ingersoll *et al.*, 1993).

A3.4.1 Aplicación de los diagramas de discriminación tectónica de áreas de aporte

El diagrama Qm-F-Lt, muestra que la composición modal de las areniscas de la sucesión se vincularía en su mayoría con áreas de aporte con características modales similares a un arco transicional, mientras que en minoría, presentaría similitud con las modas de un arco disectado. Por su parte, sólo una de las muestras presenta analogía con un orógeno transicional reciclado (Anexo 3.6.e). Dentro del diagrama, las modas de las areniscas distribuidas desde los sectores septentrionales y austral de la Sierra de la Vaca Muerta y el Cerro Mesa, se distribuyen mayoritariamente dentro del campo asociado a un arco transicional, y sólo algunas de sus modas integran los campos de arco disectado y orógeno transicional reciclado. (Anexo 3.6.e).

El diagrama Q-F-L de Dickinson *et al.* (1983), muestra un incremento en la proporción de las modas de areniscas de distintas localidades dentro del campo de arco disectado, aproximándose en número a la proporción de modas pertenecientes al campo de arco volcánico transicional (Anexo 3.6.f). Por otro lado, también se reconoce un ligero incremento en la proporción de modas vinculadas al campo de orógeno transicional reciclado.

El análisis de la distribución de las modas dentro de ambos diagramas, en combinación con las características petrográficas observadas en las areniscas, sugiere una tendencia generalizada de un enriquecimiento en componentes líticos, en su mayoría de tipo volcánicos, respecto al cuarzo y feldespatos. Esta tendencia composicional mostraría similitud con las modas detríticas probables en un arco transicional y disectado, según los diagramas de Dickinson *et al.* (1983).

A3.4.2 Rocas fuente y áreas de aporte

La discriminación tectónica para las áreas de aporte propuesta por Dickinson *et al.* (1983), fue desarrollada en un contexto conceptual asociado a la Teoría Geosinclinal, la cual se validaba de fundamentos hoy incongruentes con la actual y vigente Teoría de la Tectónica de placas. De esta manera, el análisis resultante de los diagramas propuestos por dicho autor debe realizarse con importantes recaudos conceptuales. En este contexto, a partir de la observación de vulcanitas félsicas e intermedias como principales componentes modales, se despliega un abanico de posibilidades cuando se consideran las posibles rocas fuentes, su contexto tectónico y áreas de aporte asociadas, que pudieron desarrollarse durante la evolución de la Cuenca Neuquina.

Entre las posibles fuentes de componentes líticos volcánicos cercanas al área de estudio de este trabajo fueron considerados los depósitos del arco magmático jurásico-

cretácico Inferior y los depósitos volcánicos de synrift del Grupo Precuyo, como así también, los depósitos provenientes de ciclos de sedimentación previos asociado al retrabajo de los grupos Cuyo (Formación Challacó) y Mendoza Inferior (Formación Tordillo), portadores de detritos de las primeras rocas fuentes volcánicas señaladas. El arco magmático jurásico-cretácico Inferior se habría desarrollado en el margen occidental de América del Sur vinculado a un marco tectónico extensional (Dalziel *et al.*, 1987, Mpodozis y Ramos, 1989, Franzese y Spalletti, 2001, Mpodozis y Ramos, 2008). Los depósitos volcánicos asociados al este arco fueron reconocidos en la Cordillera de la Costa, al sur de los 31° S (Formaciones Ajial y Horqueta) y hacia el sur, a los 35° S (Formación Altos Hualmapu) (Charrier *et al.*, 2014). Por su parte, el Ciclo Precuyano comprende sucesiones volcánicas, volcanoclásticas y silicoclásticas, acumuladas en una serie de hemigrábenes aislados y distribuidos de modo heterogéneo durante el Triásico tardío y el Jurásico temprano (Franzese y Spalletti, 2001; Vergani *et al.*, 1995). La sección inferior del ciclo comprende riolitas, andesitas y depósitos volcanoclásticos, mientras que la sección superior se integra por depósitos silicoclásticos con una cantidad significativa de componentes piroclásticos (Franzese *et al.*, 2006; García Morabito, 2010; Leanza *et al.*, 2005; Legarreta y Gulisano, 1989). Los depósitos precuyanos aledaños a la zona de estudio de este trabajo, se distribuyen en las localidades Covunco, Chachil, Catán Lil y Lapa (Carbone *et al.*, 2011). Durante diferentes pulsos de inversión tectónica ocurridos durante eventos de reestructuración de la cuenca estos depósitos podrían haber sido exhumados y convertido rocas fuente de sedimentos.

Las sedimentitas de los Grupos Cuyo y Mendoza Inferior comprenden depósitos fluviales conglomerádicos y arenosos portadores de detritos de rocas fuentes volcánicas (Veiga, 1999, Spalletti *et al.*, 2008), los cuales podrían haber participado como rocas fuente de detritos volcánicos vinculado a ciclos de sedimentación posteriores. No obstante, algunas de las modas observadas también se distribuyen dentro del campo de orógeno transicional reciclado (Anexo 3.6.f). Estas modas podrían corresponder a litologías provenientes del basamento de la cuenca conformado por metasedimentitas paleozoicas (integrantes de la Formación Piedra Santa y el Complejo Colohuincul (Franzese, 1995; Turnes, 1973) y granitoides integrantes del Grupo Choiyoi (Llambías *et al.*, 1993, Llambías, 2001). Exposiciones del basamento cercanas al área de estudio de este trabajo se encuentran en las Sierras de Chachil y Chacaicó, donde la Ectinita Piedra Santa es intruida por el Complejo Plutónico Chachil (Grupo Choiyoi).

Por su parte, Eppinger y Rosenfeld (1996) indicaron al arco magmático ubicado en el margen occidental de la cuenca, como la principal área de aporte para los depósitos del Cretácico Temprano. No obstante, como resultado del análisis desarrollado, se concluye

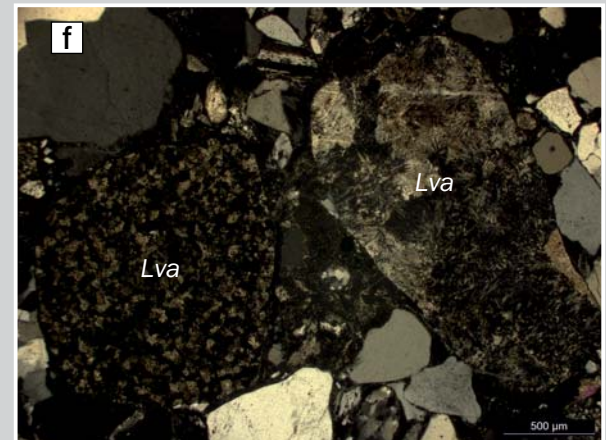
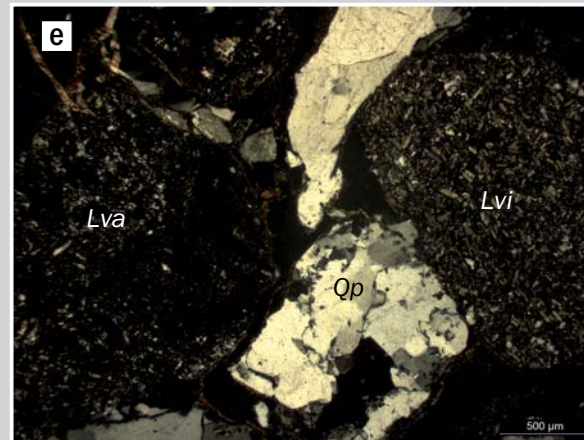
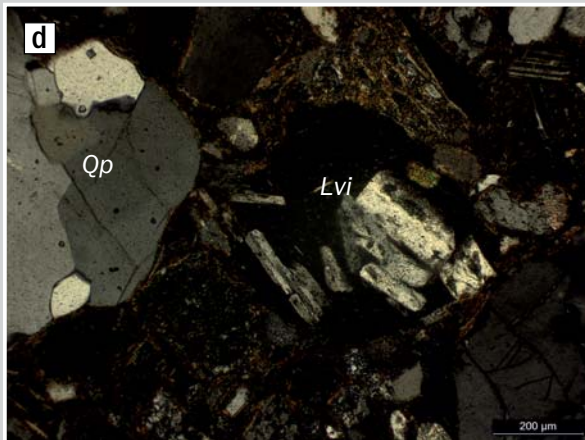
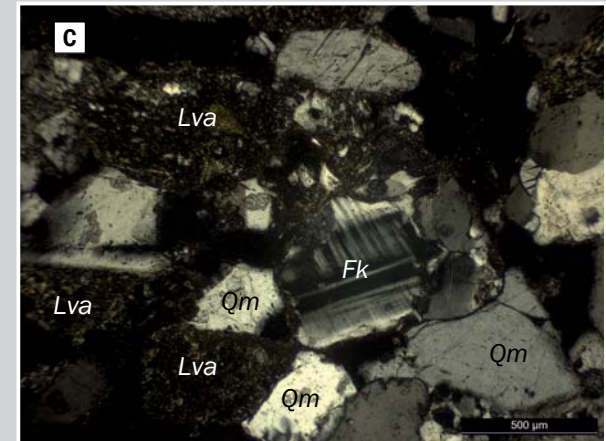
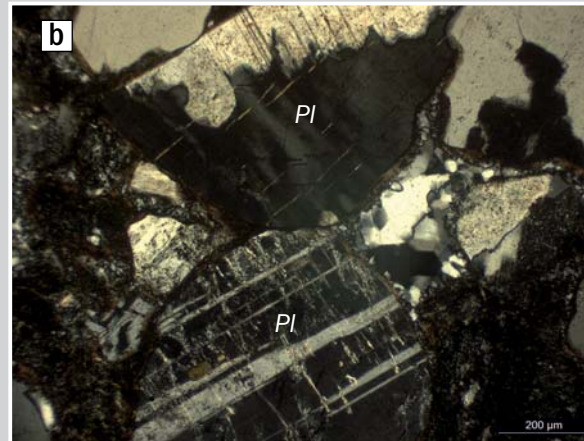
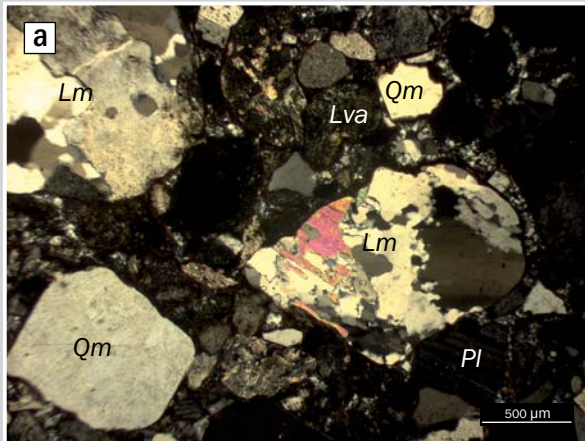
que las diferentes áreas limítrofes de la cuenca, en combinación con las probables rocas fuente generadas dentro ella, despliegan diferentes alternativas para la procedencia de las areniscas analizadas. Las modas detríticas reconocidas en este trabajo no permiten discernir de modo preciso la proveniencia asociada a una roca fuente de origen volcánico en particular. Para establecer con certeza las posibles áreas de aporte y rocas fuentes de sedimentos, se requiere de un análisis de las paleocorrientes vinculadas a sistemas de acumulación integrantes de un esquema de evolución paleogeográfica integrado. En este sentido, dicho análisis se presenta en el capítulo 7 de este trabajo. Por otro lado, el estudio de circones detríticos contribuiría en la determinación de edades de las principales rocas fuentes.

Loc	Muestra	Moda	% clastos	% matriz	% cemento	Qm	Qp	Pg	Fk	Lva	Lvi	Lp	Lm	Accesorios
RA	BJA1	Af	98,75	0,00	1,25	21,50	1,75	29,25	5,50	24,00	14,50	0,00	2,25	0,00
	BJA4	Af	86,25	10,50	3,25	17,50	0,25	29,75	3,25	20,00	15,00	0,00	0,50	0,00
	BJA6	Af	83,00	15,00	2,00	17,75	0,25	37,25	6,25	12,00	8,00	0,00	1,00	0,50
	BJA 8	Af-Am	99,00	0,25	0,75	15,50	1,25	44,00	3,50	19,00	13,75	0,00	2,00	0,00
	BJA13	Af	85,75	12,75	1,50	22,25	0,00	42,25	3,25	11,25	5,50	0,00	0,25	1,00
	BJA15	Af	87,25	11,00	1,75	12,00	0,50	43,75	2,75	14,25	13,25	0,00	0,25	0,50
	BJA17	Af-Am	87,50	7,75	4,75	16,00	0,00	30,75	2,25	12,50	23,50	0,00	2,25	0,25
	BJA18	Am	94,13	0,00	5,38	23,47	4,89	18,58	3,42	29,83	11,98	0,00	1,47	0,49
	BJA19	Am-Sáb	95,76	0,00	4,24	19,45	5,24	20,95	1,75	31,42	9,98	0,00	6,98	0,00
	BJA21	Am	96,89	0,00	3,11	20,10	1,67	30,38	1,67	33,97	8,13	0,00	0,48	0,48
	BJA24	Amf-Af	98,05	0,00	0,00	20,92	0,00	34,79	1,22	34,06	6,57	0,00	0,24	0,24
	BJA25	Af	70,48	29,52	0,00	19,68	0,95	29,52	0,00	18,41	1,90	0,00	0,00	0,00
	BJA 34	Af-Am	71,92	27,59	0,49	18,23	2,96	21,18	0,00	17,24	12,32	0,00	0,00	0,00
PGR	PGR 7	Af-Am	88,70	5,05	6,25	19,47	4,81	31,25	0,00	25,96	6,25	0,00	0,72	0,24
PG	PG1	Am	90,75	8,25	0,75	23,25	12,25	2,25	19,00	13,00	19,75	0,00	0,25	1,00
	PG8	Am	90,25	9,00	0,50	23,00	2,75	2,50	12,00	13,25	18,00	0,00	2,00	16,75
	PG11	Am-Ag	96,50	2,75	0,25	24,75	3,50	16,50	10,50	8,50	29,75	0,00	0,00	3,00
	PG15	Af-Ag	83,75	0,00	16,25	35,25	1,50	4,50	7,50	13,25	20,50	0,50	0,75	0,00
	PG16	Am-Sáb	94,30	4,15	1,55	24,87	19,69	9,33	6,48	8,55	18,65	1,30	5,44	0,00
	PG28	Am-Ag	75,25	23,25	1,50	18,00	10,50	10,50	3,50	15,00	13,75	0,00	4,00	0,00
	PG29	Af-Am	84,25	7,25	8,50	18,00	7,00	13,50	5,50	16,50	19,00	0,00	4,75	0,00
	PG33	Af-Am	79,00	5,50	15,50	12,00	0,25	27,50	1,00	19,75	17,50	0,00	0,75	0,25
	PG41	Af-Am	95,75	3,00	1,25	9,25	4,25	30,00	6,50	24,00	18,25	0,00	3,00	0,50
	PG45	Af-Am	96,25	2,00	1,75	16,00	3,00	13,00	4,75	32,75	22,25	0,25	4,00	0,25
VN	VN2	Af	79,71	15,65	4,65	19,56	1,96	38,14	0,00	18,58	1,22	0,00	0,24	0,00
CM	CM1	Af-Am	81,95	2,61	15,44	14,96	0,71	23,99	0,48	35,63	5,46	0,00	0,00	0,71
	CM11	Am-Ag	80,50	0,00	19,50	15,65	10,20	15,65	3,63	22,00	5,44	0,00	7,48	0,45
	CM12	Af-Am	74,58	0,48	24,94	15,83	0,48	23,50	0,72	27,34	6,24	0,00	0,48	0,00
	CM13	Af-Am	93,99	1,68	4,33	15,63	0,72	32,21	0,48	37,26	7,69	0,00	0,00	0,00

Media en sucesión	87,59	7,07	5,22	18,96	3,56	24,37	4,03	21,01	12,90	0,07	1,78	0,92
Desv. Est.	8,48	8,35	6,60	4,95	4,55	12,06	4,22	8,67	7,02	0,26	2,16	3,10

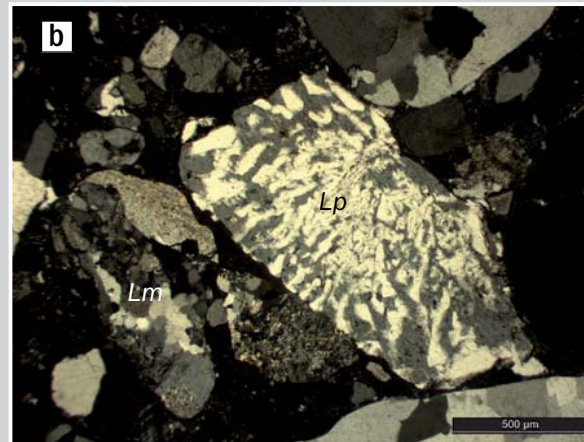
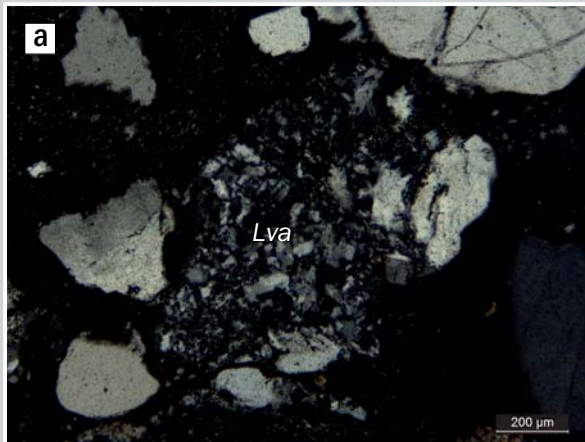
Anexo 3.1: Caracterización petrográfica y modas detríticas (400 puntos contabilizados) de muestras de areniscas terrígenas de la sucesión valanginiana, procedentes de muestras de afloramientos. Loc: localidad de estudio, RA: Río Agrio. GA: Puesto Garrido, GU: Puesto Gualmes, VN: Puesto Victoria Nahuel, CM: Cerro Mesa, Af: areniscas finas, Am: areniscas medianas, Ag: areniscas gruesas, Qm: cuarzo monocrystalino, Qp: cuarzo policristalino, Pl: plagioclasa, Fk: feldespato potásico, Lva: líticos volcánicos ácidos/félsicos, Lvi: líticos volcánicos intermedios, Lp: líticos plutónicos, Lm: líticos metamórficos

COMPONENTES DETRÍTICOS

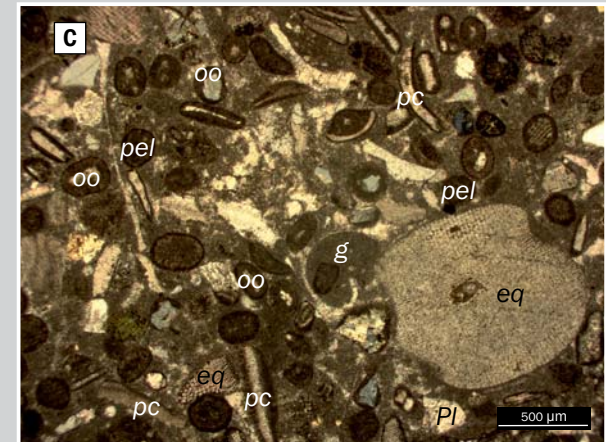


Anexo 3.2. a) Cristaloclastos de cuarzo monocrystalino, plagioclase con macla polisintética, litoclastos volcánicos félsicos y litoclastos metamórficos con textura microgranítica, con intercrecimientos de cuarzo policristalino, muscovita (medio) y/o feldespato potásico (arriba, izquierda). b) Cristaloclastos de plagioclase rodeados por *coating* de cemento arcilloso. Nótese arriba la alteración en cristaloclasto de plagioclase. c) Cristaloclasto de feldespato potásico con macla en enrejado, litoclastos volcánicos ácidos con textura félsica y cristaloclastos de cuarzo monocrystalino. d) Cristaloclastos de cuarzo policristalino y litoclasto volcánico intermedio con textura porfírica, asociados a una cementación argílica. e) Litoclasto volcánico ácido con textura félsica, cristaloclasto de cuarzo policristalino y litoclasto volcánico intermedio con textura pilotáxica. f) Litoclastos volcánicos ácidos con textura félsica, recubiertos por óxidos de hierro, y textura esferulítica. Qm: cuarzo monocrystalino, Qp: cuarzo policristalino, Pl: plagioclase, Fk: feldespato potásico, Lva: lítico volcánico ácido/félsico, Lvi: lítico volcánico intermedio

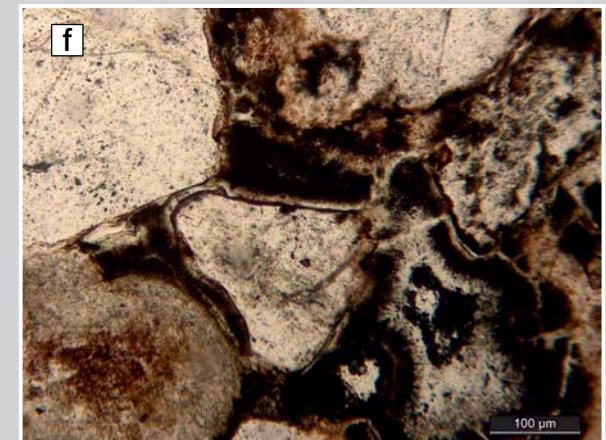
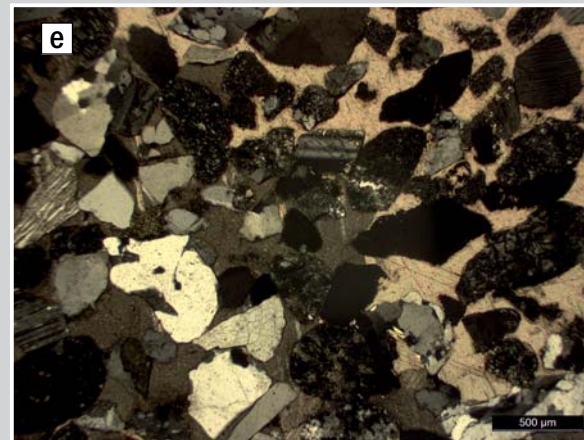
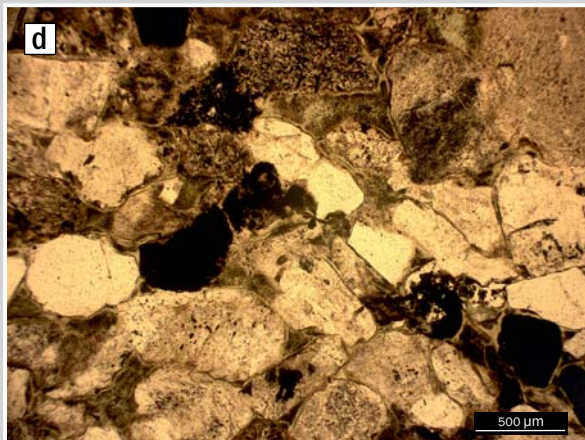
COMPONENTES DETRÍTICOS



COMPONENTES INTRACUENCALES



CEMENTOS



Anexo 3.3. a) Litoclasto volcánico ácido con textura felsítica. b) Litoclasto plutónico con textura gráfica y litoclasto metamórfico con textura microgranítica con intercrecimiento de cuarzo policristalino y feldespato potásico (alterado a sericita). c) Componentes intracuencas representados por ooides (con núcleo de detritos), peloides y fragmentos esqueléticos de equinodermos y pelecípodos. Estos componentes se asocian a una matriz micrítica con cementación de microesparita. d) Cementación argílica por recubrimientos (*coatings*) de clorita alrededor de los clastos. La clorita se distribuye también hacia el interior del espacio poral, y muestra recubrimientos de óxidos. e) Cementación carbonática de tipo poiquilítica. f) Cementación argílica recubriendo como *coatings* los clastos asociada a una cementación ferruginosa que obstruye gran parte del espacio poral. Lva: lítico volcánico ácido/felsítico, Lm: lítico metamórfico, Lp: lítico plutónico, oo: ooides, pel: peloides, pc: pelecípodos, eq: equinodermos

Loc	Muestra	Qm	Q	F	L	Lt	Matriz	F/L	Q/F	Folk et al. (1970)	Pettijohn et al. (1987)
RA	BJA1	21,772	23,544	35,190	38,987	40,759	0,000	0,863	0,619	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	BJA4	20,290	20,580	38,261	40,580	40,870	10,500	0,936	0,530	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	BJA17	18,338	18,338	37,822	41,261	41,261	7,750	0,917	0,485	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	BJA18	25,065	30,287	23,499	44,648	49,869	0,000	0,471	1,067	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	BJA19	20,313	25,781	23,698	43,229	48,698	0,000	0,487	0,857	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	BJA21	20,844	22,581	33,251	43,672	45,409	0,000	0,732	0,627	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	BJA24	21,393	21,393	36,816	41,542	41,542	0,000	0,886	0,581	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	BJA 34	25,342	29,452	29,452	41,096	45,205	27,586	0,652	0,860	Litoarenita Feldespática	Wacke Lítica
GA	PGR 7	22,011	27,446	35,326	36,413	41,848	5,048	0,844	0,623	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
GU	PG1	25,905	39,554	23,677	36,490	50,139	8,250	0,472	1,094	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	PG8	31,293	35,034	19,728	42,517	46,259	9,000	0,426	1,586	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	PG11	26,471	30,214	28,877	40,909	44,652	2,750	0,647	0,917	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	PG15	42,090	43,881	14,328	40,896	42,687	0,000	0,336	2,938	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	PG16	26,374	47,253	16,758	30,220	51,099	4,145	0,328	1,574	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	PG28	23,920	37,874	18,605	38,206	52,159	23,250	0,357	1,286	Litoarenita Feldespática	Wacke Lítica
	PG29	21,365	29,674	22,552	42,136	50,445	7,250	0,447	0,947	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	PG33	15,238	15,556	36,190	47,302	47,619	5,500	0,760	0,421	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	PG41	9,711	14,173	38,320	44,357	48,819	3,000	0,785	0,253	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	PG45	16,667	19,792	18,490	57,552	60,677	2,000	0,305	0,901	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
CM	CM1	18,421	19,298	30,117	50,585	51,462	2,613	0,585	0,612	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	CM11	19,547	32,295	24,079	34,278	47,025	0,000	0,512	0,812	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	CM12	21,222	21,865	32,476	45,016	45,659	0,480	0,711	0,653	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	CM13	16,624	17,391	34,783	47,826	48,593	1,683	0,716	0,478	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
Promedio		22,18	27,10	28,36	42,16	47,08	5,25				
Desv. Est.		6,26	9,06	7,74	5,61	4,71	7,21				

Loc	Muestra	Qm	Qt	F	L	Lt	Matriz	F/L	Q/F	Folk et al. (1970)	Pettijohn et al. (1987)
RA	BJA6	21,515	21,818	52,727	24,242	24,545	15,000	2,148	0,408	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
	BJA 8	15,657	16,919	47,980	33,081	34,343	0,250	1,397	0,326	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
	BJA13	26,254	26,254	53,687	19,764	19,764	12,750	2,716	0,489	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
	BJA15	13,833	14,409	53,602	31,700	32,277	11,000	1,661	0,258	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
	BJA25	27,928	29,279	41,892	28,829	30,180	29,524	1,388	0,667	Feldarenita Lítica	Wacke Feldespática
VN	VN2	24,540	26,994	47,853	24,847	27,301	15,648	1,753	0,513	Feldarenita Lítica	Wacke Feldespática
Promedio		21,62	22,61	49,62	27,08	28,07	14,03				
Desv. Est.		5,76	5,95	4,64	5,04	5,36	9,43				

Anexo 3.4: Clasificación de areniscas terrígenas procedentes de muestras de afloramientos. Relaciones QFL, F/L y Q/F, y clasificación composicional según Folk et al. (1970) y según Pettijohn et al. (1987). Loc: localidad de estudio, RA: Río Agrio. GA: Puesto Garrido, GU: Puesto Gualmes, VN: Puesto Victoria Nahuel, CM: Cerro Mesa, Qm: cuarzo monocrystalino, Q: cuarzo total (Qm+Qp), F: feldespatos, Lt: líticos totales + cuarzo policristalino, L: líticos totales-cuarzo policristalino

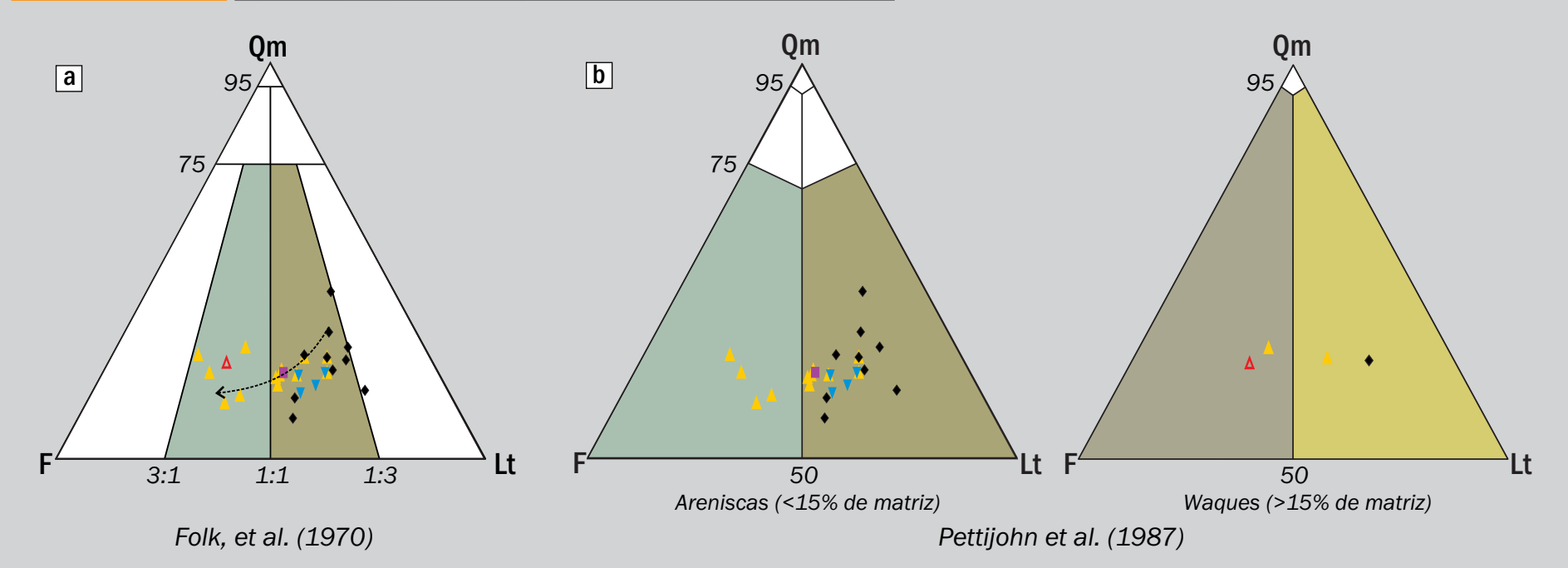
Pozo	Fm	Muestra	Qm	F	Lt	Folk et al. (1970)	Pettijohn et al. (1987)
YPF.Nq.AP.a-12*	Q	6-2664-33	35	30	35	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		6-2665-36	40	20	40	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		6-2669-47	30	25	45	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	M. INF.	4-13-15	45	30	25	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		4-10-28	40	32	28	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		5-4-12	35	35	30	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		5-19-59	33	35	32	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		4-5-44,	35	35	30	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		4-2-56	40	36	24	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		5-2-04	40	32	28	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		5-12-39,	30	30	40	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		5-15-47	40	27	33	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		5-17-54	35	35	30	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		5-19-60	40	32	28	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		6-2666-4	30	25	45	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		6-2659-16	48	27	25	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		6-2663-28	50	28	22	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
	M. MED.	3-18-2	45	25	30	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		3-15-10	45	25	35	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		3-9-32	52	18	30	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		3-7-37	48	20	32	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		3-4-45	38	30	32	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		4-17-3	45	30	25	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
	M. SUP.	1-2-06	45	25	30	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		2-1-02	30	40	30	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		2-5-16	40	35	25	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
YPF.Nq.R DM.x-3*	Q	1-5-01	40	25	35	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		1-4-05	29	31	40	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		1-3-11	30	30	40	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
YPF.Nq.RDM.x-1*	M. MED.	29/131	55	20	25	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		26/130	55	20	25	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		23/129	36	30	34	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		16/128	45	23	32	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		10/127	48	25	25	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
YPF.Nq.RDM.e-2*	M. MED.	1B/116	58	17	25	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		1-1-02	38	28	34	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		1-2-04	44	26	30	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		1-3-09	40	28	32	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		1-5-14	38	28	34	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		1-5-16	40	26	34	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		1-8-27	45	25	30	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		1-10-35	38	30	32	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica

Pozo	Fm	Muestra	Qm	F	Lt	Folk et al. (1970)	Pettijohn et al. (1987)
YPF.Nq.RDM.a-7*	Q	5-4-72	40	38	22	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		6-8-3	30	30	40	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		6-5-11	40	25	35	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		6-3-19	40	27	33	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
	M. INF.	3-3-76	50	32	18	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		4-18-4	45	35	20	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		4-17-9	44	36	20	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		4-13-26	40	35	25	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		4-11-39	40	36	24	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		4-9-49	47	30	23	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		4-7-58	43	32	25	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		4-3-79	45	30	25	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		4-1-87	42	30	28	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		5-18-2	42	38	20	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		5-16-12	40	40	20	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		5-14-24	40	38	22	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		5-8-53	45	32	23	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		5-5-67	40	35	25	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
	M. MED.	2-15-16	45	30	25	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		2-12-32	45	35	20	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		2-6-62	55	25	20	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		2-3-77	50	27	23	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		2-1-87	45	30	25	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		3-18-3	52	30	18	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		3-15-18	50	30	20	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		3-12-32	50	30	20	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		3-10-42	50	32	18	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		3-7-56	48	32	20	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
	M. SUP.	1-2-75	50	30	20	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		2-17-6	44	32	24	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
YPF.Nq.RDM.a-6**	M. INF.	1	40	28	33	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		2	36	30	34	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		3	46	25	28	Litoarenita Feldespática	Arenita Lítica
		4	36	32	30	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
	M. MED.	5	30	37	32	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		6	34	36	26	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		7	36	33	28	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		8	37	35	26	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
	M. SUP.	9	37	34	28	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica
		10	40	36	23	Feldarenita Lítica	Arenita Arcósica

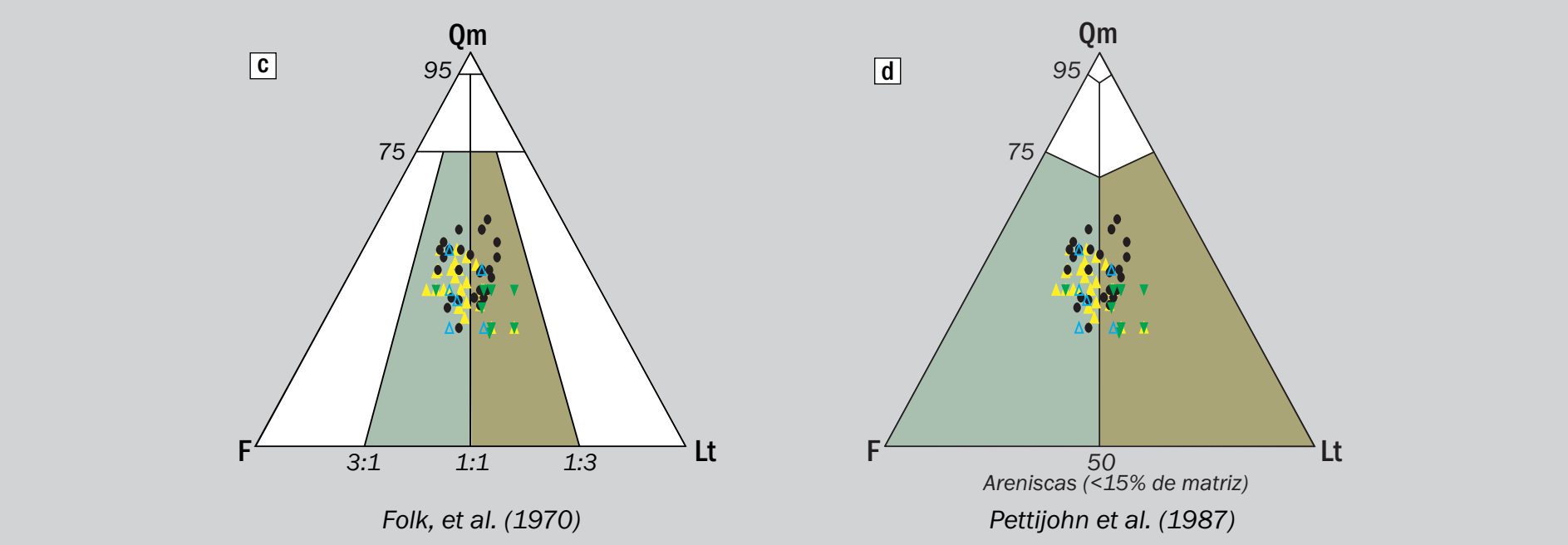
Autores de los informes petrográficos * LCV S.R.L.
** GRACIELA E. RIAL S.A.

Anexo 3.5: Clasificación de areniscas terrígenas procedentes del subsuelo. Los valores de %Q, %F y %L fueron extraídos de los informes petrográficos puestos a disposición por YPF S.A. Relaciones QFL y clasificación composicional según Folk et al. (1970) y según Pettijohn et al. (1987). Qm: cuarzo monocrystalino, F: feldspatos, Lt: líticos totales + cuarzo policristalino

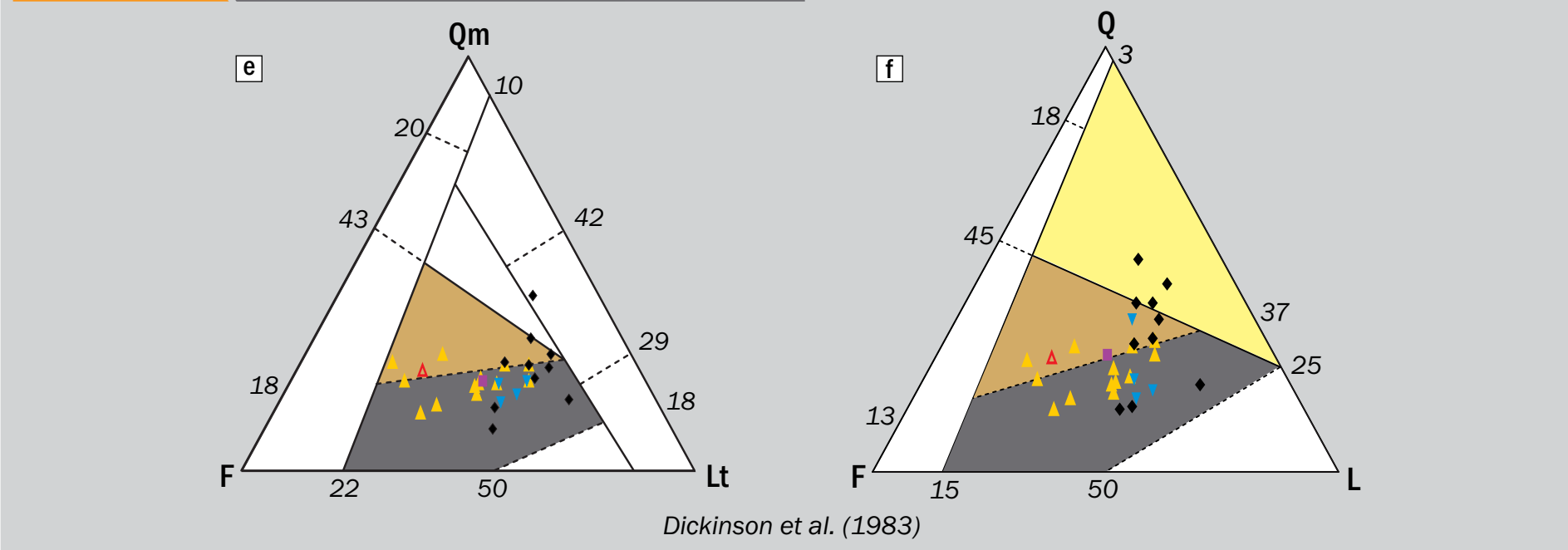
AFLORAMIENTO **DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS MODAS COMPOSICIONALES**



SUBSUELO **DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LAS MODAS COMPOSICIONALES**



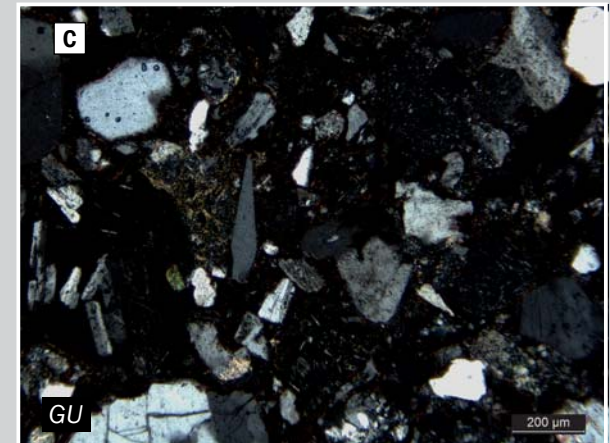
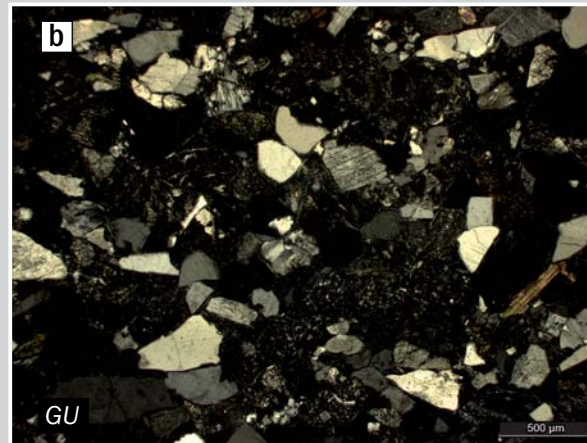
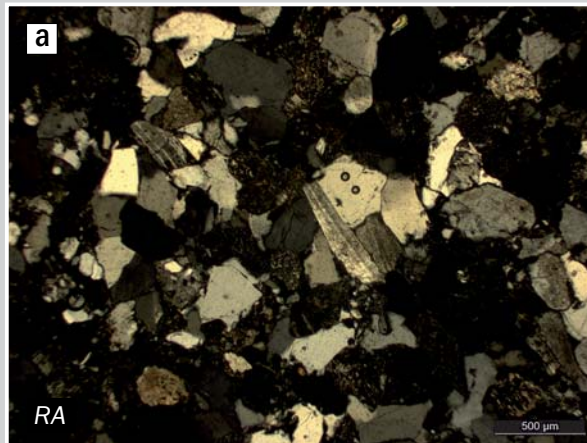
AFLORAMIENTO **DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA DE ÁREAS DE APOORTE**



COMPONENTES DETRÍTICOS: Qm: cuarzo monocristalino F: feldespatos Lt: líticos totales + cuarzo policristalino Q: cuarzo total L: Líticos totales	MUESTRAS: AFLORAMIENTO-Localidades CM Sector Austral VN Sector Central GU Sector Septentrional GAR RA	SUBSUELO-Estratigrafía F. Mulichinco-Mb. Superior F. Mulichinco-Mb. Medio F. Mulichinco-Mb. Inferior F. Quintuco	CLASIFICACIONES: Folk et al. (1970) Feldarenita lítica Litoarenita feldespática Pettijohn et al. (1987) Arenita arcósica Arenita lítica Wacke arcósica Wacke lítica Dickinson et al. (1983) Arco disectado Arco transicional Orogénico reciclado
---	---	---	--

Anexo 3.6. Distribución espacial de las modas detríticas de areniscas terrígenas provenientes de afloramientos en diagramas Qm-F-Lt, a) según Folk et al. (1970) y b) según Pettijohn et al. (1987). Distribución estratigráfica de las modas detríticas de areniscas terrígenas y mixtas del subsuelo en diagramas Qm-F-Lt, a) según Folk et al. (1970) y b) según Pettijohn et al. (1987). Distribución espacial de las modas detríticas de areniscas terrígenas de afloramientos en los diagramas de discriminación tectónica de áreas de aporte, según Dickinson et al. (1983) en los tipos, c) QmFLt y d) QFL

ARENISCAS CON RELACIÓN F/L<1



ARENISCAS CON RELACIÓN F/L>1

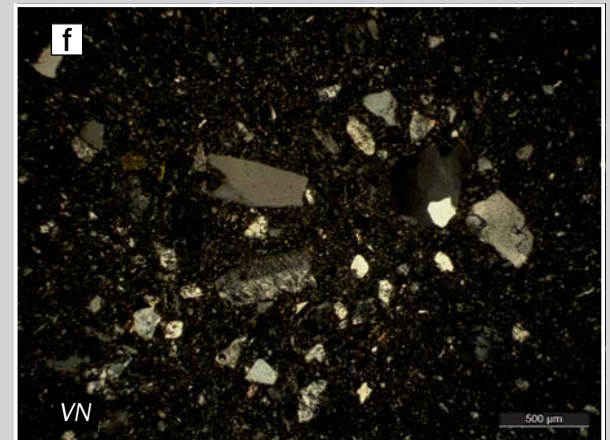
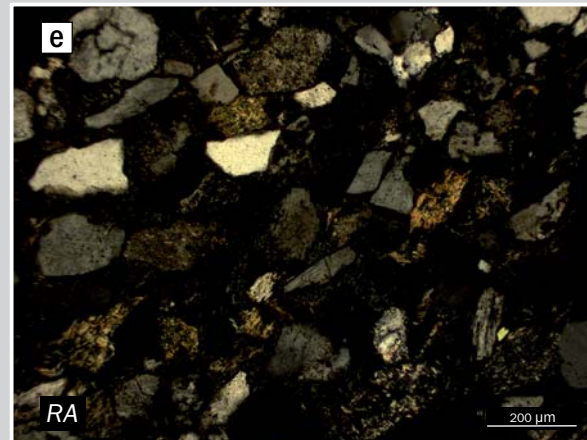
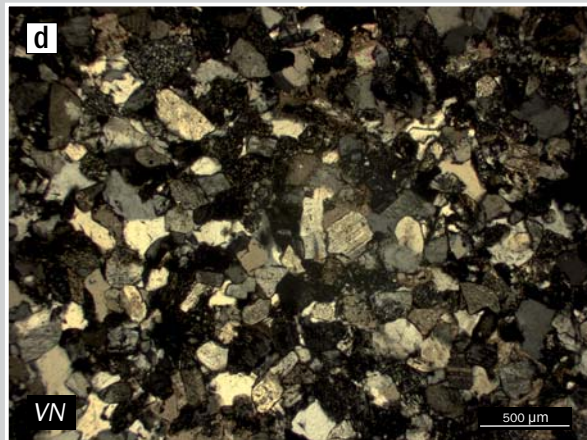
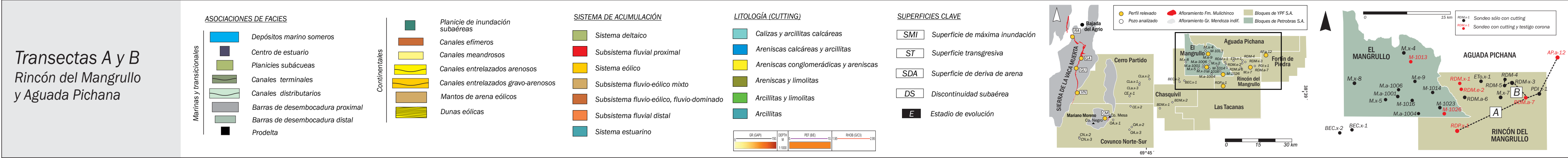
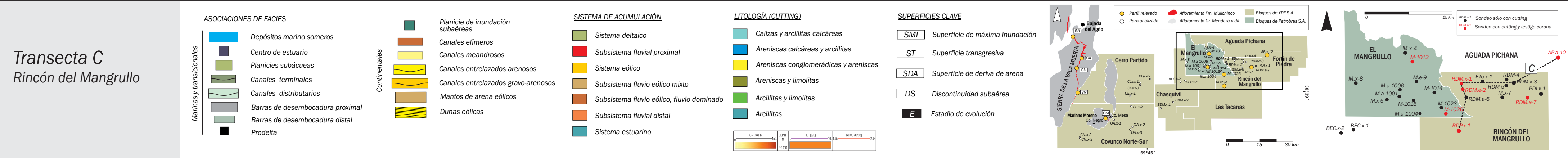


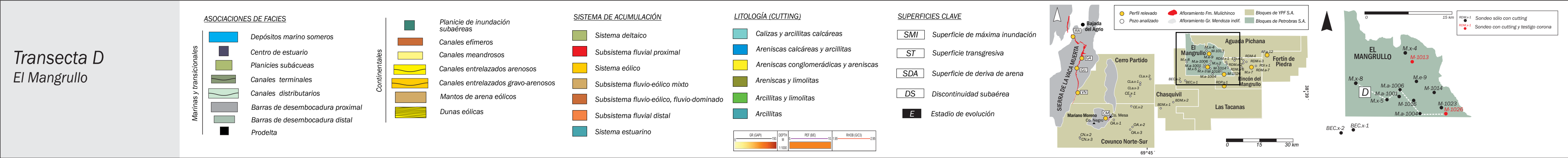
Figura 3.7. Areniscas con relación F/L<1, a) Litoarenita feldespática/Arenita lítica del sector septentrional de la Sa. de la Vaca Muerta (RA). b) Litoarenita feldespática/Arenita lítica del sector central de la Sa. de la Vaca Muerta (GU). C) Wacke lítica del sector central de la Sa. de la Vaca Muerta (GU). d) Feldarenita lítica/arenita feldespática del sector austral de la Sa. de la Vaca Muerta (VN). e) Feldarenita lítica/arenita feldespática sector septentrional de la Sa. de la Vaca Muerta (RA). f) Wacke feldespática del sector austral de la Sa. de la Vaca Muerta (VN)

ANEXO 4

TRANSECTAS DE CORRELACIÓN







Transectas E y F
El Mangrullo

